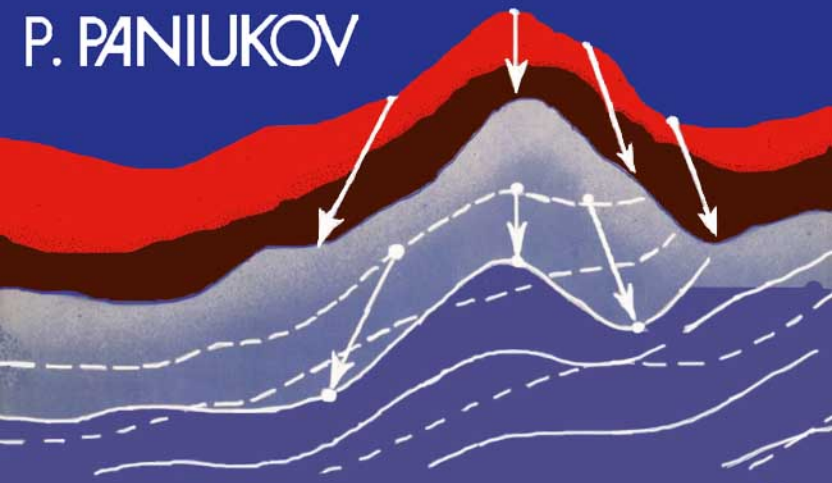
GEOLOGÍA APLICADA A LA INGENIERÍA

P. PANIUKOV



EDITORIAL MIR MOSCÚ

П. Н. ПАНЮКОВ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Издательство «Недра»

GEOLOGÍA APLICADA A LA INGENIERÍA

P. N. Paniukov

Traducido del ruso
por el ingeniero
Virgilio Llanos Mas

EDITORIAL «MIR» MOSCÚ

Impreso en la URSS. 1981

На испанском языке

© Издательство «Недра» 1978
© Traducción al español. Editorial «Mir» 1981

CONTENIDO

Prefacio 9

Introducción 11

§ 1. Fines y objetos de las investigaciones ingeniero-geológicas . 11
§ 2. Respecto a la historia de los conocimientos ingeniero-geológicos 12
§ 3. Estructura y objetivos de la geología de ingeniería 14

Primera parte

FUNDAMENTOS DE LA PETROGRAFÍA DE INGENIERÍA

Capítulo 1. Principios del estudio ingeniero-geológico y clasificación de las rocas 17
§ 1. Las rocas como objetos de las investigaciones ingeniero-geológicas 17
§ 2. Características básicas (índices) y propiedades físicas de las rocas 18
§ 3. Enlaces intermineraies (estructurales) en las rocas . . . 19
§ 4. Composición sustancial de las rocas 20
§ 5. Estructura y textura de las rocas 24
§ 6. Clasificación ingeniero-geológica general de las rocas . . 26

Capítulo 2. Particularidades ingeniero-geológicas de las rocas magmáticas 34
§ 1. Particularidades geólogo-petrográficas 34
§ 2. Indices de densidad-porosidad 34
§ 3. Propiedades mecánicas de las rocas duras 39

Capítulo 3. Particularidades ingeniero-geológicas de las rocas metamórficas 50
§ 1. Particularidades geólogo-petrográficas 50
§ 2. Densidad y porosidad 52
§ 3. Propiedades mecánicas 53

Capítulo 4. Particularidades ingeniero-geológicas de las rocas sedimentarias 55
§ 1. Conocimientos generales 55

A. Rocas sedimentarias duras 61
§ 1. Rocas carbonosas 62
§ 2. Rocas de caliza arcillosa (margas) 63
§ 3. Rocas arcillosas y areno-arcillosas petrificadas 64
§ 4. Rocas clásticas cementadas 66
§ 5. Rocas halógenas 68

B. Rocas arcillosas 70
§ 1. Conocimientos generales 70
§ 2. Particularidades de la estructura-textura 74
§ 3. Propiedades acuo-físicas 77
§ 4. Propiedades mecánicas 82

§ 5. Propiedades viscoplásticas y reológicas de las rocas arcillosas . . . 93
§ 6. Asentamientos compresibles y otros fenómenos en las rocas arcillosas . . . 96

C. Rocas de granos sueltos (incoherentes) . . . 98
§ 1. Conocimientos generales . . . 98
§ 2. Resistencia al desplazamiento . . . 98
§ 3. Compresibilidad . . . 103

D. Rocas congeladas . . . 105
§ 1. Nociones generales . . . 105
§ 2. Propiedades físico-mecánicas de las rocas congeladas . . 107

Capítulo 5. Procedimientos de modificación del estado y propiedades de las rocas. Suelos artificiales . . . 110

§ 1. Nociones generales . . . 110
§ 2. Métodos mecánicos . . . 111
§ 3. Métodos físicos . . . 114
§ 4. Métodos físico-químicos . . . 116
§ 5. Terrenos de relleno y masas de rocas de las escombreras y canteras . . . 119

Segunda parte

GEOLOGÍA DE INGENIERÍA DE LOS MACIZOS DE ROCAS

Capítulo 6. Respecto a las propiedades de las rocas en la muestra y en el macizo . . . 123

§ 1. Conocimientos preliminares . . . 123
§ 2. Fenómenos de heterogeneidad de las rocas en las muestras y en el macizo . . . 124
§ 3. Fisuración de las rocas en el macizo . . . 125
§ 4. Factor de escala . . . 127
§ 5. Influencia del medio ambiente geológico sobre las propiedades de las rocas en el macizo . . . 129
§ 6. Influencia de las condiciones hidrogeológicas . . . 130
§ 7. Métodos de campo para la determinación de las propiedades de las rocas . . . 131

Capítulo 7. El macizo de rocas como objeto de las investigaciones ingeniero-geológicas . . . 137

§ 1. Conocimientos preliminares . . . 137
§ 2. Estructura de la superficie física de los macizos de rocas . 137
§ 3. Constitución interna del macizo de rocas . . . 139
§ 4. Pisos geológicos de los macizos de rocas en las minas . . . 142
§ 5. Detalles de la constitución interna de los pisos geológicos de rocas . . . 145

Capítulo 8. Tipos ingeniero-geológicos de los macizos de rocas . . . 150

§ 1. Característica fundamental de los macizos de rocas . . . 150
§ 2. Límites de los macizos de rocas . . . 150
§ 3. Tipificación ingeniero-geológica de los macizos de rocas . 151

Capítulo 9. Particularidades ingeniero-geológicas de los yacimientos de minerales . . . 155

§ 1. Macizos de rocas y yacimientos de minerales . . . 155
§ 2. Particularidades ingeniero-geológicas de los yacimientos carboníferos . . . 156
§ 3. Particularidades ingeniero-geológicas de los yacimientos metalíferos . . . 161

Tercera parte

FUNDAMENTOS DE LA GEODINÁMICA APLICADA A LA INGENIERÍA

Capítulo 10. Elementos de la característica geodinámica de los yacimientos de mineral 172

§ 1. Contenido y problemas de la geodinámica de ingeniería . 172
§ 2. Clasificación de los procesos geológicos 173
§ 3. Métodos de estudio de la situación geodinámica 176
§ 4. Característica general de los fenómenos minero-geológicos 177

Capítulo 11. Procesos geológicos relacionados con la escorrentía superficial 179

§ 1. Procesos de acarreo, derrubio y formación de barrancos . 179
§ 2. Riadas de barro 181
§ 3. Erosión del cauce, derrubio de las orillas y fenómenos que los acompañan 183
§ 4. Procesos geológicos en la parte litoral de los mares, lagos y embalses 185

Capítulo 12. Procesos geológicos relacionados con el escurrimiento de las aguas subterráneas 187

§ 1. Desalinización de las rocas arcillosas 187
§ 2. El carso y los fenómenos que lo acompañan 189
§ 3. Destrucción de las rocas por filtración 193

Capítulo 13. Procesos geológicos relacionados con la escorrentía superficial y subterránea 195

§ 1. Corrimientos de tierra 195
§ 2. Pantanos 199

Capítulo 14. Procesos geológicos, relacionados con la acción de la atmósfera y con la escorrentía subterránea 201

§ 1. Meteorización 201
§ 2. Fenómenos dinámicos de congelación 205

Capítulo 15. Procesos geológicos endógenos 207

§ 1. Procesos tectónicos 207
§ 2. Terremotos 209

Capítulo 16. Fenómenos minero-geológicos durante la explotación a cielo abierto de los yacimientos de minerales 217

§ 1. Tipificación de los fenómenos minero-geológicos 217
§ 2. Factores que influyen sobre la estabilidad de las construcciones de taludes 223
§ 3. Condiciones principales de estabilidad de las construcciones de los taludes 226

Capítulo 17. Fenómenos minero-geológicos durante la explotación subterránea de los yacimientos de minerales 229

§ 1. Clasificación de los fenómenos minero-geológicos 229
§ 2. Distribución de las tensiones alrededor de las excavaciones 231
§ 3. Dislocaciones de acercamiento de las rocas 234
§ 4. Levantamiento de las rocas 241
§ 5. Estrujamiento de las rocas y empujes de rocas 243
§ 6. Deformaciones de depresión de las rocas en el campo del abatimiento de la capa acuífera 245
§ 7. Deformación de las escombreras en las minas de carbón . 247

§ 8. Procesos de las deformaciones de las excavaciones subterráneas en los macizos de estratificación heterogénea . . 250

Cuarta parte

PREDICCIÓN DE LAS CONDICIONES INGENIERO-GEOLÓGICAS DE LOS YACIMIENTOS DE MINERALES

Capítulo 18. Fundamentos de la predicción ingeniero-geológica . . 253

§ 1. Estudio de las particularidades ingeniero-geológicas del yacimiento durante su prospección, proyección y explotación de la instalación minera 253
§ 2. Objetivos y problemas de la predicción 258
§ 3. Métodos de las predicciones ingeniero-geológicas 262

Capítulo 19. Cálculos de predición durante la excavación a cielo abierto de los yacimientos de minerales 263

§ 1. Métodos de ingeniería para el cálculo de la estabilidad de los taludes de las canteras 263
§ 2. Predicción de las variaciones del estado de los macizos de rocas con el tiempo 284
§ 3. Control de los taludes de las canteras sobre la base de los cálculos de predicción 287

Capítulo 20. Cálculos de predicción durante los trabajos subterráneos . 294

§ 1. Predicción del estado de tensión del macizo durante los trabajos subterráneos 294
§ 2. Cálculos del acercamiento de las rocas 305
§ 3. Predicción de algunas deformaciones viscoplásticas de las rocas en los alrededores de las excavaciones subterráneas . 307
§ 4. Predicción de las deformaciones del macizo durante el abatimiento profundo de la capa acuífera 310

Literatura 312

Indice alfabetico 318

PREFACIO

En 1962 se editó el libro del profesor Panteleimón Nikoláievich Paniukov "Geología aplicada a la ingeniería", aprobado en calidad de material didáctico para los estudiantes de las especialidades tecnológicas de los centros de enseñanza superior de minería. Estando escrito teniendo en cuenta el estado de las investigaciones ingeniero-geológicas en las ramas contiguas y por estar basado en las investigaciones fundamentales del autor sobre los problemas de la geología de ingeniería de las zonas profundas de la corteza terrestre, el libro obtuvo un amplio reconocimiento tanto en la URSS como en el extranjero. En la actualidad el libro es una rareza bibliográfica y, por esto, tomando en consideración la necesidad de disponer de un curso especializado de geología aplicada a la ingeniería para los centros de enseñanza superior mineros, surgió la obligación de preparar un libro nuevo.

El conocimiento insuficiente de las condiciones ingeniero-geológicas de los trabajos de construcción y explotación de minas y la incapacidad de apreciar estas condiciones desde las posiciones tecnológicas de la minería es más peligroso que las condiciones minero-geológicas más desfavorables. El elemento de sorpresa al surgir diferente género de quebrantamientos de las condiciones normales de ejecución de los trabajos, en la mayoría de los casos, es el resultado de ello. Al mismo tiempo, la consideración multilateral de los factores ingeniero-geológicos encierra en sí reservas considerables y la posibilidad de mejorar los índices técnico-económicos del funcionamiento de la empresa minera y de conservar estos índices en las difíciles condiciones geológicas de la minería y a profundidades considerables de yacimiento del mineral.

Con esto se determina el puesto e importancia de la geología de ingeniería en la educación superior minera como ciencia que estudia las condiciones geológicas de minería de asimilación y transformación del medio geológico.

Este libro está precisamente dedicado a la exposición de los principios de la geología aplicada a la ingeniería con arreglo a los problemas que se resuelven en la práctica de los trabajos de construcción y explotación de minas. El libro se destina en calidad de curso para los estudiantes de especialidades mineras de los centros de enseñanza superior. En él se tiene en cuenta la experiencia de muchos años en el planteamiento e instrucción del curso dado en el Instituto de Minería de Moscú y los alcances en la elaboración de los fundamentos teóricos de la disciplina dada en los últimos 15 años después

de la aparición del material didáctico "Geología aplicada a la ingeniería".

El trabajo sobre el manuscrito fué interrumpido por la muerte prematura del autor. La preparación de las partes "Fundamentos de la petrografía de ingeniería" y "Geología de ingeniería de los macizos de rocas fue acabada, en lo fundamental, por Panteleimón Nikolaievich Paniukov. De acuerdo con el plan del manuscrito el trabajo sobre las partes III ("Fundamentos de la geodinámica aplicada a la ingeniería") y IV ("Predicción de las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos de minerales") se realizó por sus discípulos y continuadores.

En la escritura del libro participaron: L. V. Goncharova (§ 1—4 cap. 5), V. P. Kostovetski (§ 7 cap. 6), A. M. Galperin (§ 2, 3 cap. 16; cap. 19; § 4 cap. 20), D. M. Kasikaev (§ 1, 2, 3 cap. 17; § 3 cap. 18; § 1, 2 cap. 20), N. P. Vereschaguin (§ 6 cap. 17), V. S. Zaitsev (§ 7, 8 cap. 17; § 3 cap. 20), M. E. Pevzner (§1, 2 cap. 18; §2 cap. 20).

La preparación del manuscrito para su edición fue realizada por A. M. Galperin, V. S. Zaitsev, M. P. Paniukova, L. F. Korchaguina.

A. M. Galperin, V. S. Zaitsev

INTRODUCCIÓN

§ 1. Fines y objetos de las investigaciones ingeniero-geológicas

La geología aplicada a la ingeniería es una ciencia del ciclo geológico. En su objetivo entra la investigación de las condiciones geológicas de la construcción y explotación de obras de diferente destino y tipo. Estas condiciones, denominadas ingeniero-geológicas, quedan determinadas por la estructura geológica y estado geodinámico del territorio. Conformemente, los objetos principales de las investigaciones ingeniero-geológicas son las *rocas*, *las pilas* (*macizos*) *de rocas*, así como los procesos geológicos y los fenómenos denominados ingeniero-geológicos (es decir, provocados por la actividad ingenieril humana), que conjuntamente caracterizan el *estado geodinámico del territorio*.

En la práctica de la construcción y explotación de minas las condiciones ingeniero-geológicas frecuentemente se denominan minero-geológicas. Con esto se acentúa lo específico de las cuestiones y problemas de la geología aplicada a la ingeniería[1]) en la cuestión minera, donde salen a primer plano los problemas de apreciación de las rocas y de sus pilas como medios en los que se ejecutan los trabajos de ingeniería y en los que se instalan las obras. Las rocas y las pilas que éstas componen son los principales elementos estructurales de las mismas obras, es decir, de las excavaciones mineras. La seguridad de estas últimas durante el trabajo y el conjunto de medidas para mantenerlas en estado apto para poder trabajar dependen de las características geólogo-estructurales de las pilas de rocas. Además, las excavaciones mineras, como obras de ingeniería, se encuentran en estado de construcción durante el transcurso de todo el período de funcionamiento de la empresa minera, hecho que se refleja en las escalas de la influencia sobre el estado de las pilas de rocas y, en particular, sobre las formas de manifestación y actividad de los denominados (según A. A. Skochinski) *fenómenos minero-geológicos*. Con estos últimos están relacionados todos los quebrantamientos más serios de la continuidad del proceso tecnológico, condiciones de seguridad en la ejecución de los trabajos de minería, así como las pérdidas considerables de mineral durante su extracción.

El ingeniero de minas debe orientarse en las cuestiones de la geología de ingeniería y debe saber utilizar los datos ingeniero-geológicos al resolver problemas de construcción y explotación de

[1]) En lo sucesivo la geología aplicada a la ingeniería, para abreviar, la denominaremos *geología de ingeniería*. (*N. del T.*)

minas. Con esto se determina el significado de los conocimientos ingeniero-geológicos en la preparación de ingenieros de minas y en su actividad práctica.

§ 2. Respecto a la historia de los conocimientos ingeniero-geológicos

Los primeros pasos en la evolución de los conocimientos ingeniero-geológicos están ligados estrechamente con la práctica de las prospecciones de ingeniería para las diferentes variedades de construcciones terrestres y de túneles. Estas se ejecutaban con la participación de geólogos. Los ingenieros civiles planteaban ante éstos problemas de apreciación de la resistencia mecánica y estabilidad de las rocas en las bases de las obras; problemas respecto al grado de peligro para las obras de los procesos geológicos, provocados fundamentalmente por el trabajo destructor de las aguas del escurrimiento superficial y subterráneo y de los terremotos; estabilidad de los taludes naturales; condiciones de desecación de los macizos de pantanos, y otros. Los problemas enumerados y otros semejantes eran solucionados por los geólogos, fundamentalmente, sobre la base de investigaciones geológicas generales, valiéndose de la experiencia de explotación de obras en diversas condiciones geológicas. Las recomendaciones de los geólogos tenían carácter descriptivo y cualitativo, hecho que dificultaba su utilización directa en las soluciones de los proyectos.

La experiencia de las investigaciones geológicas para la construcción se ilustró en numerosas publicaciones sueltas[1]) y se sintetizó en los manuales de *geología técnica*. En estos últimos se daba para los constructores una exposición breve y comprensible de los fundamentos de geología y se citaban ejemplos de aplicación de los conocimientos geológicos para la solución de ciertos problemas de la construcción[2]).

La teoría de cimentaciones y la teoría de los movimientos de tierra, incluyendo los trabajos de mina, no estaban a gran altura. Muchas averías en las obras y grandes gastos imprevistos, que particularmente se hicieron más frecuentes con el incremento de las escalas y ritmos de la construcción, promovieron la necesidad de elaborar los fundamentos científicos del arte de construcción ligados a los suelos. Las obras clásicas de C. Coulomb sobre la estática de los cuerpos incoherentes (año 1773) y de J. Boussinesq respecto a la distribución de las tensiones provocadas por una carga concentrada en un medio elástico (año 1885) sirvieron de base teórica para dicha

[1]) Muchas de ellas no han perdido su importancia hasta la fecha. Tales son, por ejemplo, los trabajos de F. Yu. Levinsón-Lessing, A. O. Pávlov, N. I. Karakash, I. V. Mushkétov y otros muchos eminentes geólogos.

[2]) Entre los manuales de geología técnica se deben señalar los libros de Brauns (1875), Vagner (1887), I. V. Mushkétov (1887), Stiny (1922), P. Keilhacka (1923).

elaboración. En un plazo relativamente breve se fundamentaron los principios de una nueva parte de la mecánica aplicada: *la mecánica de los suelos*[1]). En particular, se obtuvieron las soluciones de algunos problemas respecto a la apreciación de la capacidad portante de las bases naturales de las obras, condiciones de estabilidad de los taludes de las masas de tierra, presión de las rocas sobre los muros de retención y sobre la entibación de las minas, y otros. También se lograron determinados éxitos en la elaboración e introducción en la práctica de las prospecciones ingeniero-geológicas de los métodos experimentales de estudio de las propiedades de construcción de los suelos.

Pero la mecánica de los suelos opera con cuerpos idealizados. Como demostró la práctica de la construcción el grado de diferencia entre los cuerpos idealizados, que se estudian en la mecánica de los suelos, y los cuerpos geológicos, investigados por las ciencias geológicas, es tan grande, que en una serie de casos "la estructura geológica y los procesos geológicos contradicen por completo las deducciones de la mecánica de los suelos" (V. Peck, 1962). Las numerosas limitaciones en la aplicación de la teoría y del aparato matemático de la mecánica de los suelos resultaron ser tan habituales que se impuso la deducción respecto a la necesidad de sustituir las estrictas soluciones analíticas de los problemas prácticos por fórmulas y reglas empíricas o semiempíricas. Esta circunstancia elevó el interés de organizar investigaciones respecto al comportamiento de las rocas en condiciones naturales (in situ). También se comenzó a dar gran importancia a los métodos de simulación de los fenómenos de interacción de las obras con el medio geológico.

Semejante género de innovación permitió establecer que el comportamiento de las rocas en la esfera de influencia de los trabajos de ingeniería y de las obras es el resultado total del trabajo conjunto de un sistema único: medio geológico (macizo de rocas)— obra. Esta deducción también encuentra su confirmación en los resultados de las observaciones del natural. Por esto surgió la necesidad de unificar los medios científico-técnicos de la geología y de la mecánica de los suelos, sobre lo que en su tiempo señalaban muchos representantes de las ciencias geológicas. Así, F. Yu. Levinsón-Lessing, todavía a comienzos del siglo en curso, escribía que no debía haber concurrencia y aislamiento entre la ciencia geológica y el arte de ingeniería, y que se requería su comunidad.

Esta deducción se puso al alcance de los representantes de las ciencas técnicas, fundamentalmente, después de la aparición de los trabajos de K. Terzaghi (1925, 1929). Según las palabras de N. V. Bobkov, sus publicaciones eran novedades en la literatura técnica y particularmente valerosas, ya que sólo con semejante enfoque (geológico—

[1]) En la mecánica de los suelos se denominan suelos las rocas no cementadas (arcillosas y de granos sueltos), cuya resistencia es en muchas veces inferior a la resistencia de los componentes minerales (N. A. Tsytóvich).

*P.P.**) se pueden apreciar las propiedades de construcción de los suelos y evitar muchos errores. Sobre la base de estas ideas surgen las *tendencias geotécnicas* en la mecánica de construcción. En el aspecto histórico éste fue el primer paso hacia la aproximación y, después, unificación, de los medios científico-técnicos de la geología y de la mecánica de los suelos.

No obstante, los límites de la geotécnica, su base científica, resultaron ser bastante estrechos, ya que los partidarios de la tendencia geotécnica interpretaban el papel de los factores geológicos muy reducidamente, en particular, para la aclaración de las causas del comportamiento peculiar de algunos suelos. En lo restante permanecían en el cautiverio de la mecánica de los suelos, con sus simplificaciones injustificadas e idealización de los objetos geológicos. De este modo, todo el problema de unificación de las tendencias geológica y de ingeniería, planteado por todo el curso precedente del desarrollo de la teoría y práctica de la construcción, quedó fuera del campo visual de los geotécnicos.

La solución compleja de los problemas prácticos, que reúne en sí el empleo de los métodos de ingeniería y geológicos, se hizo posible, y realmente tiene lugar, en los límites de la *geología de ingeniería.*

§ 3. Estructura y objetivos de la geología de ingeniería

La geología moderna de ingeniería[1]) es el dominio ramificado de los conocimientos, que reúne la teoría respecto a las propiedades de las rocas y sus pilas (macizos) como bases de las construcciones, medio de ejecución de los trabajos de ingeniería e instalación de las obras, y la teoría respecto a las condiciones geodinámicas de su edificación y explotación. Según el carácter de los problemas y métodos de su solución, la geología de ingeniería es una ciencia limítrofe entre las ciencias de los ciclos de geología e ingeniería de la construcción.

Las partes principales de la geología de ingeniería son la teoría respecto a las propiedades ingeniero-geológicas de las rocas (petrografía de ingeniería) y de los macizos de rocas (geología de ingeniería de los macizos de rocas)[2]) y la geodinámica de ingeniería.

En la petrografía de ingeniería se investigan las propiedades de las rocas, que determinan su comportamiento en la esfera de influencia de los trabajos de ingeniería y de las construcciones. En el plano teórico el problema fundamental es el estudio de la

---

* Nota del autor

[1]) El término geología de ingeniería, al parecer, apareció por primera vez en la obra de H. Ries y T. Watson, editada en el año 1915 bajo este mismo título. Sin embargo en ella, como también en una serie de publicaciones posteriores, la geología de ingeniería se considera como geología para ingenieros, es decir, como geología técnica.

[2]) Estas partes de la geología de ingeniería fueron introducidas en el curso "Geología de ingeniería" [40] bajo estas denominaciones.

naturaleza de las propiedades de las rocas, cuyo conocimiento constituye una base científica para su predicción y control de estas propiedades.

La geología de ingeniería de los macizos de rocas tiene como problema el estudio de las pilas de rocas como medio de ejecución de los trabajos de ingeniería (en particular, de minería) e instalación de las obras. El papel de esta parte de la geología de ingeniería crece a medida que aumentan las escalas de construcción subterránea, sobre todo los trabajos de construcción minera y de explotación de minas. En el plano teórico la geología de ingeniería resuelve problemas de tipificación ingeniero-geológica y apreciación de las propiedades de los macizos de rocas.

En la geodinámica de ingeniería se investigan los procesos geológicos y los fenómenos ingeniero-geológicos, que determinan el ambiente geodinámico de edificación y explotación de las obras. En el plano teórico en ella se elaboran las bases teóricas y los métodos de apreciación de las condiciones geodinámicas de la construcción y predicción de las alteraciones de estas condiciones bajo el influjo de los trabajos de ingeniería y de las obras.

Los elementos enumerados de las condiciones ingeniero-geológicas no varían en el espacio de cualquier manera, sino que se someten a las regularidades de carácter geológico regional. La investigación de estas regularidades es el objetivo teórico principal de la *geología regional de ingeniería*. El conocimiento de estas regularidades es la base de la tipificación de las condiciones ingeniero-geológicas de la construcción y de la división del territorio en regiones.

Finalmente, las cuestiones de la teoría y práctica de solución de problemas ingeniero-geológicos con arreglo a los diferentes aspectos del dominio económico del territorio constituyen la asignatura de la geología de ingeniería especial.

En las tres primeras partes del curso dado se exponen los fundamentos de la petrografía de ingeniería, de la geología de ingeniería de los macizos de rocas y de la geodinámica de ingeniería. En los capítulos de estas partes también se ilustran algunas tesis de la geología regional de ingeniería. La última (cuarta) parte está dedicada a la característica breve de los métodos de predicción de las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos de minerales útiles.

La geología de ingeniería poco a poco se fue convirtiendo de una rama de la geología "que trataba las cuestiones de aplicación de la geología a la ingeniería" (F. P. Savarenski, 1939) en una ciencia independiente del sistema de los conocimientos geológicos, que estudia detalladamente las condiciones de *asimilación ingenieril y transformación del medio geológico*. Esta nueva tendencia geotecnológica en la evolución de los conocimientos ingeniero-geológicos adquirió un papel singular debido a que "la actividad económica e industrial, por su escala y significado, se hizo comparable con los procesos en la *propia naturaleza*" (A. E. Fersman, 1939), y sus con-

secuencias adquieren un valor primordial para esta actividad (A. V. Sidorenko, 1967). Así, como resultado del cumplimiento de medidas para proteger de una inundación a las excavaciones mineras, se secan las fuentes subterráneas de abastecimiento de agua de distritos enteros, abandonan la esfera de aprovechamiento agrícola ricas bienes raíces, se observa una intensificación de la erosión eólica y el enterramiento de la capa vegetal por los productos de deflación de las masas rocosas de las escombreras y terreros en superficies enormes, etc. La previsión del carácter y proporciones de las alteraciones de las condiciones naturales geológicas, con el fin de calcular las consecuencias económicas nacionales, es imprescindible para la argumentación de un proyecto racional de explotación del yacimiento, determinación de los volúmenes de trabajo para la protección de los fondos estatales agrarios y ácueos, recultivación (reconstitución de las superficies utilizadas como canteras y regiones mineras, escombreras y terreros.

En la industria minera ante la geología de ingeniería se plantean problemas que, por su carácter, son complejos. Independientemente de su carácter éstos pueden y deben resolverse sobre la base de un profundo conocimiento de las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos de minerales útiles, utilizando el arsenal de medios modernos teóricos y experimentales, tanto de las ciencias geológicas como de las ciencias técnicas [35].

Las nuevas tendencias en la evolución de los conocimientos ingeniero-geológicos en la URSS fueron preparadas por los éxitos relevantes de la *ciencia del suelo*, que es la ciencia sobre la naturaleza de las propiedades físicas de las rocas y métodos para regularlas (P. A. Zemiatchenski, M. M. Filatov, V. V. Ojotin, V. A. Priklonski, E. M. Serguéev, y sus escuelas), por la teoría sobre los procesos geológicos y fenómenos ingeniero-geológicos que influyen sobre las condiciones de edificación y explotación de las obras (F. P. Savarenski, V. A. Priklonski, y otros), y, por último, por el desarrollo de la mecánica de los suelos y éxitos de las ciencias técnicas en general [18, 61].

En la geología de ingeniería estas tendencias encontraron su realización en la teoría y práctica de regulación del estado y propiedades de las rocas, es decir, en los problemas de mejoramiento técnico de las rocas (M. M. Filatov, S. S. Morozov, y otros), predicción y control de los fenómenos ingeniero-geológicos y, en ciertos casos, utilización de estos últimos con fines de intensificar, por ejemplo, ciertas operaciones de la tecnología minera (en particular, en la práctica del control de la presión litostática) y, finalmente, en las empresas del dominio de la modificación orientada de las condiciones geodinámicas y hidrogeológicas en las regiones de asimilación económica intensiva de territorios grandes [48, 53].

Primera parte
FUNDAMENTOS DE LA PETROGRAFÍA DE INGENIERÍA

CAPITULO 1

Principios del estudio ingeniero-geológico y clasificación de las rocas

§ 1. Las rocas como objetos de las investigaciones ingeniero-geológicas

La separación de una roca del macizo, el control del estado de las denudaciones de las excavaciones mineras, y otras operaciones tecnológicas de minería, representan en sí diferentes aspectos del influjo sobre las rocas. Está claro que la eficiencia de estas operaciones depende en mucho del conocimiento de las propiedades de las rocas y de la utilización de estos conocimientos al proyectar la técnica y la tecnología de ejecución de obras mineras. Con esto se determina la importancia de las investigaciones ingeniero-petrográficas para la producción minera. El objetivo de estas últimas es la investigación de las *propiedades de las rocas y de aquellos factores de los que estas propiedades dependen.* En la minería despiertan mayor interés las propiedades mecánicas de las rocas. Dichas propiedades se utilizan, por ejemplo, al determinar los parámetros de fuerza y energéticos de rotura de las rocas, cálculos de las entibaciones de las galerías, capacidad portante de las bases naturales de las obras y de los equipos tecnológicos de minería.

Las propiedades mecánicas de la roca caracterizan la capacidad de ésta a reaccionar de una u otra forma a los influjos externos de fuerza (mecánicos) y realizar la energía de estas influencias en diversos tipos de procesos mecánicos (compresión, tracción, desplazamiento, etc.) y fenómenos que los acompañan. Las propiedades mecánicas se expresan por dependencias que relacionan algunos parámetros de las propiedades (por ejemplo, la compresibilidad o la resistencia a la rotura) con los parámetros del proceso de deformación (presión, temperatura, etc.). Estas dependencias se obtienen de manera experimental, con métodos copiados de la mecánica aplicada. El análisis y generalización de los resultados de los experimentos, habitual-

mente, se efectúan sobre la base teórica de la mecánica de los medios continuos, utilizando los modelos funcionales del medio ideal elástico de Hook, del cuerpo plástico de Sain Venant, del líquido elástico-viscoso de Maxwell, Bingham y otros. Algunos fragmentos de estos modelos se establecen mediante la revelación de los enlaces correlativos entre los índices de las propiedades de deformación y el proceso de deformación. No obstante, los modelos funcionales de los medios ideales continuos reflejan tan sólo débilmente las regularidades de los procesos de deformación en las rocas. Esto se explica por el hecho de que la conducta de deformación de las rocas depende de una serie de factores de naturaleza geólogo-petrográfica.

§ 2. Características básicas (índices) y propiedades físicas de las rocas

Al número de factores geólogo-petrográficos fundamentales, de los cuales dependen las propiedades de las rocas, pertenecen la composición sustancial, la estructura del esqueleto mineral y del espacio intersticial y los enlaces estructurales (interminerales). Las características (índices) enumeradas deben denominarse *básicas*, es decir, que determinan las propiedades de las rocas. Dichas características se forman durante el proceso de formación de las rocas y, por esto, llevan en sí una huella profunda del procedimiento (génesis) y condiciones de la formación de estas últimas.

Las investigaciones geólogo-genéticas de las rocas permiten revelar para la práctica de ingeniería importantes singularidades de éstas como cuerpos que, geológicamente, son independientes. Al número de semejantes singularidades pertenecen las formas y condiciones de su yacimiento en la corteza terrestre, la textura (constitución), y también algunas comunes, incluyendo las regularidades regionales de las variaciones de las características básicas. Es evidente que el influjo de los factores geólogo-genéticos sobre las propiedades de las rocas no es directo, sino a través de las correspondientes variaciones de las características básicas.

En dependencia del grado de influjo de las características básicas las propiedades de las rocas se dividen, convencionalmente, en propiedades sensibles estructuralmente (es decir, que fundamentalmente dependen de los factores estructurales) y en propiedades que en mayor grado dependen de la composición sustancial (mineral, química, de fase). A las primeras pertenecen las propiedades mecánicas y acústicas, y a las segundas las electrónicas (eléctricas, magnéticas, ópticas).

Las propiedades mecánicas revelan una estrecha dependencia tanto de la estructura de la roca (esqueleto mineral, espacio intersticial y enlaces estructurales interminerales) como de las singularidades cristaloquímicas de los componentes minerales (principalmente del motivo estructural, naturaleza de los enlaces interatómicos y parámetros de la red cristalina de los minerales).

§ 3. Enlaces interminerales (estructurales) en las rocas

Los enlaces interminerales en las rocas se realizan mediante las fuerzas superficiales y volumétricas, o conjuntamente mediante unas y otras.

La naturaleza de las fuerzas superficiales es la siguiente. En la red cristalina de los minerales los átomos experimentan fuerzas considerables de atracción por los átomos que se encuentran en el volumen del mineral. En la capa superficial estas fuerzas no se compensan por la parte exterior. Como resultado las capas superficiales de los minerales tienen energía excesiva. Esta se conoce por energía superficial.

La densidad específica de la energía superficial depende de las singularidades cristaloquímicas individuales de los minerales y, en primer lugar, de la composición atómica (iónica) de la capa superficial y de la densidad reticular de esta capa y es directamente proporcional a la superficie específica de los granos minerales. El grado de realización de esta energía en energía de los enlaces interminerales es directamente proporcional a la área específica de los microcontactos de los granos minerales, e inversamente proporcional a la cuarta potencia de la distancia entre éstos.

Durante el contacto directo, real, cuando el ancho de la holgura entre los granos por las superficies de los microcontactos se aproxima a las distancias interatómicas en las redes cristalinas de los minerales[1]), se establecen enlaces estables y rígidos de naturaleza de cristalización. En este caso las rocas tienen propiedades inherentes a los cuerpos sólidos.

Cuando los granos minerales distan más, los enlaces interminerales de naturaleza de cristalización se sustituyen por enlaces de naturaleza cementadora y acuocoloidal. En el primero de los casos la rigidez de los enlaces integranulares se aproxima a la de los enlaces de naturaleza de cristalización, pero depende de la composición química y de la afinidad de la sustancia cementadora y de la sustancia de los componentes minerales, así como del tipo de cementación. Los enlaces de naturaleza acuocoloidal son inherentes a los sistemas minerales de elevada dispersidad, a los que pertenecen las rocas arcillosas. Para éstas es característica una elevada superficie específica de la fase sólida (mineral) y, respectivamente, una alta densidad de energía específica superficial, gastada en grado considerable para la formación de la envoltura iono-hidratada de las partículas minerales. En ellas los contactos reales están sustituidos por los contactos de las películas iono-hidratadas (contactos de placa). Como resultado, los enlaces rígidos y estables en las rocas dadas se sustituyen por completo, o parcialmente, por enlaces elásticos, cuya rigidez es

---

[1]) El orden de las distancias interatómicas en las redes cristalinas es de 10^{-8} . . . 10^{-10} cm.

inferior en varios órdenes a la de los enlaces de naturaleza de cristalización y de cementación.

En los sistemas minerales que constan de componentes detríticos con pequeña superficie específica de las partículas y, respectivamente, pequeña densidad de energía superficial, el papel de las fuerzas superficiales en los enlaces interminerales es pequeño hasta desaparecer. La interacción de los componentes detríticos en semejantes sistemas se efectúa mediante las fuerzas de rozamiento por las superfícies de los microcontactos y de entrelazamiento (resistencia estática a la variación del estado inicial de las partículas), es decir, por fuerzas de naturaleza mecánica. Las rocas con este tipo de enlaces interminerales son un género de cuerpos incoherentes. Tales son las rocas de granos sueltos.

De tal manera, los rasgos principales de las rocas como cuerpos físicos se determinan fundamentalmente por la naturaleza de los enlaces estructurales interminerales.

§ 4. Composición sustancial de las rocas

En la composición de las rocas se distinguen la fase sólida (mineral) y las fases movibles (líquida y gaseosa). La pertenencia petrográfica de la roca, igual que sus propiedades principales como cuerpo físico, se determinan por la composición y estructura de la fase mineral. Sobre las propiedades de las rocas ejercen un determinado influjo las fases movibles (particularmente la líquida), que rellenan el espacio intersticial. Así, las soluciones intersticiales acuosas son la causa de la disminución de la resistencia mecánica (ablandamiento) de las rocas, de las deformaciones volumétricas (hinchazón y contracción) de las rocas de elevado grado dispersivo, aparición de la conductibilidad eléctrica iónica, etc.

La sustancia de la fase mineral de las rocas está individualizada en forma de minerales, en su mayoría absoluta de estructura cristalina. Las propiedades de los componentes minerales ejercen una influencia directa sobre las propiedades de las rocas.

A su vez, las propiedades de los minerales dependen de su composición química y estructura interna. La composición química es el aspecto principal de la naturaleza de las propiedades de los minerales, y por esto los tipos principales de minerales se dividen en clases según el carácter electronegativo de los aniones (la magnitud de la electronegación se determina por la energía de atracción de los átomos con electrones de valencia al unirse con otro átomo).

La estructura interna de los minerales en las condiciones termodinámicas dadas depende de la composición química, estado de los enlaces químicos y propiedades de los atomos. Las diferencias más esenciales en las propiedades de los minerales de la clase dada están determinadas por las particularidades estructurales. Por esto, las subclases de los minerales se distinguen según los índices estructurales.

Los enlaces interatómicos en las redes cristalinas de los minera-

les se aseguran por las fuerzas de las interacciones atómicas de diversa naturaleza. Se distinguen los siguientes enlaces interatómicos estructurales: iónico, covalente, metálico y molecular. Los enlaces covalentes son los más rígidos, y los moleculares son de rigidez mínima. Los enlaces iónicos y metálicos ocupan una posición intermedia. Para la mayoría de los minerales es característica la combinación de dos y más tipos de enlaces estructurales. Solamente en ciertos minerales (por ejemplo, el cuarzo y la halita) los enlaces minerales son de un sólo tipo. Además de éstos, existen tipos intermedios de enlaces estructurales. El académico N. V. Belóv propuso representar las transiciones mútuas entre los diversos tipos de enlaces estructurales en forma de un tetraedro, en cuyos vértices yacen los representantes de los enlaces iónico, covalente, metálico y molecular, y en las aristas las numerosas combinaciones con tipos intermedios de enlaces estructurales.

Los átomos (iones), generalmente, entran en las estructuras de las redes cristalinas de los minerales en combinaciones determinadas que forman poliedros. En el centro de estos poliedros se sitúan los cationes, y en los vértices los aniones. Los poliedros se pueden considerar como formaciones estructurales elementales de las redes cristalinas de los minerales. De acuerdo al número de coordinación del catión[1]) surgen combinaciones en forma de triángulos planos, tetraedros o prismas triangulares, cubos, etc.

Los enlaces estructurales en las redes cristalinas revelan una u otra tendencia que se manifiesta de distinta manera en los enlaces de diferentes tipos. La tendencia preponderante de los enlaces (adherencia) de los átomos y de sus combinaciones (poliedros) en el espacio determina el motivo estructural (tipo estructural) de la red cristalina del mineral. Los principales tipos estructurales de las redes cristalinas de los minerales son: de coordinación, de armazón, aislado, anular, en cadena y en capas. La estructura aislada tiene un mayor número de especies minerales. Solamente 50 especies de su número total, que constituye más de 2500, tienen estructura de armazón. Sin embargo, éstos componen la masa fundamental de la corteza terrestre. A este grupo, en particular, pertenecen los feldespatos, el cuarzo y algunos otros minerales de mayor difusión, que constituyen las rocas. Los minerales de estructuras de coordinación y aislada se distinguen por su elevadísima densidad reticular (es decir, por un empaquetamiento de los átomos más denso). La densidad reticular de los minerales de estructura de capas y de armazón es mínima. No obstante, esta densidad de la red cristalina de una misma especie mineral cambia al variar la dirección. Semejante particularidad es la base de la anisotropía de las propiedades de los minerales.

Un gran grupo de propiedades de los minerales revela una estrecha dependencia de las singularidades de la estructura interna, y en

[1]) El número de coordinación se determina por el número de átomos (iones) que constituyen el ambiente más inmediato del átomo dado y que se encuentran con éste en enlace directo.

primer lugar, del motivo estructural de la red cristalina del mineral y del tipo de enlaces estructurales intercristalinos. A éstos pertenecen las propiedades de resistencia, de deformación (es decir, mecánicas) y acústicas. A todas ellas las une el hecho de que la base de unas y otras son los movimientos reglamentados de los complejos neutrales, controlados por los factores estructurales. Las propiedades electrónicas (eléctricas, magnéticas, ópticas), por el contrario, revelan una ligazón más estrecha con las singularidades de la composición sustancial (incluyendo la de fase). Su base son los movimientos de las partículas cargadas y de los complejos. En este aspecto las propiedades termofísicas ocupan unas posiciones intermedias y, como es sabido, están condicionadas por los movimientos desordenados de los complejos neutrales.

La dureza, o, dicho de otro modo, la resistencia mecánica local del mineral a su penetración, depende del motivo estructural y de la naturaleza de los enlaces estructurales. Para los minerales de enlace iónico la dureza es directamente proporcional a la densidad reticular de la red cristalina y, respectivamente, decrece al disminuir las distancias interatómicas. La dureza de semejantes cristales crece también con el aumento de la valencia y del número de coordinación de los átomos. En los minerales con tipos intermedios de enlaces estructurales es considerable el crecimiento de la dureza con el aumento del grado de covalencia de los enlaces. En los minerales de estructura de coordinación con enlace metálico considerable la dureza aumenta al pasar de la empaquetadura cúbica muy compacta a la hexagonal muy compacta. Las estructuras con enlaces moleculares son las de menor dureza.

En dependencia de los factores señalados la dureza absoluta de los minerales varía desde 2,4 (el talco) hasta $10\,060 \cdot 10^7$ Pa (el diamante).

La compresibilidad de los minerales se caracteriza por el coeficiente volumétrico de compresibilidad β, cuyo valor oscila desde 0,2 . . . 0,8 hasta 3,2 . . . $6{,}4 \cdot 10^{-11}$ m^2/N (tabla 1). La compresibilidad de los minerales disminuye con el aumento de la covalencia del enlace y aumenta al aparecer el enlace molecular (talco, grafito, algunos silicatos en anillo y en cadena con enlaces moleculares entre las capas, cadenas y anillos).

Los minerales de estructuras de coordinación y aislada se distinguen por su elevada densidad reticular y son de compresibilidad débil. Los minerales que comprenden iones grandes de baja carga (monovalentes) se distinguen por su elevada compresibilidad (halita, silvina, alumbres). La compresibilidad es inversamente proporcional a la valencia y al número de coordinación.

Propiedades elásticas y acústicas. En los minerales se observa una pluralidad de valores absolutos de los parámetros de elasticidad. En los minerales del sistema cristalino regular o cúbico éstos son tres, mientras que en los del sistema triclínico alcanza a 21. La anisotropía de las propiedades elásticas de los minerales frecuen-

temente es muy considerable, sobre lo que se puede juzgar por las velocidades de propagación de las ondas elásticas. Así, en el microclino, la velocidad de propagación de las oscilaciones elásticas longitudinales en diferentes direcciones varía en los límites de 5,1. . . . . 8,15 km/s, y la velocidad de propagación de las ondas transversales, en los límites de 2,14 . . . 4,91 km/s. Los valores menores del módulo de elasticidad normal se observan en las direcciones por las que no existe crucero.

La sustitución isomorfa de los átomos se manifiesta en las propiedades elásticas de los minerales. Así, en las plagioclasas, al pasar

Tabla 1

GRUPOS DE MINERALES SEGÚN SU COMPRESIBILIDAD

Grupos	Intervalos de los valores ($\beta \cdot 10^{-11}$) m^2/N	Minerales
I. De compresibilidad débil	0,2...0,8	Diamante, corindón, platino nativo, casiterita, rutilo, berilo, magnetita, ilmenita, almandina, oro nativo, hematita, grosularia, topacio, pirita
II. De compresibilidad mediana	0,8...1,6	Turmalina, marcasita, olivino, siderita, hiperstena, augita, apatito, dolomita, fluorita, calcopirita, actinolita, esfalerita, calcita, aragonita, plagioclasas fundamentales
III. Compresibles	1,6...3,2	Baritina, plagioclasas ácidas, anhidrita, galena, microclina, ortoclasa, flogopita, yeso, cuarzo
IV. De compresibilidad fuerte	3,2...6,4	Halita, grafito, silvina, alumbres

de las ácidas a las básicas, se observa un acrecentamiento de la velocidad de propagación de las oscilaciones elásticas y, respectivamente, de los módulos de elasticidad.

Los minerales del sistema cristalino cúbico son isotrópicos respecto a las propiedades elásticas (acústicas).

Crucero de los minerales. El crucero de los minerales, es decir, la capacidad de fragmentarse o exfoliarse por planos en direcciones estrictamente determinadas, paralelas a las redes planas de la retícula cristalina, pertenece a las manifestaciones singulares de las propiedades mecánicas de los minerales. En los minerales con enlaces metálico y covalente el crucero siempre es paralelo a la dirección de las redes planas que más alejadas están entre sí. En los minerales con enlace intermedio iono-covalente la formación del crucero depende de la composición de las redes planas. El crucero es preciso cuando las redes contiguas están compuestas por iones iguales y, menos preciso, cuando están constituidas por un número igual de iones contra-

rios. En los minerales con motivos aislados, en cadena y en capa, los planos de crucero, generalmente, no desordenan los enlaces entre los poliedros, que forman islas, cadenas y capas. Los minerales del sistema cristalino cúbico son isótropos respecto a las propiedades termofísicas, y los cristales de los sistemas restantes siempre son anisótropos.

§ 5. Estructura y textura de las rocas

La estructura (constitución) de la roca es un concepto complejo. Con este concepto unificamos la constitución del esqueleto mineral y del espacio intersticial. A las características estructurales, por lo visto, se pueden referir también los tipos de enlaces estructurales (interminerales).

La constitución del esqueleto mineral se caracteriza por las particularidades morfológicas (forma y dimensiones) de los componentes minerales y de su interdisposición en el volumen de la roca. La

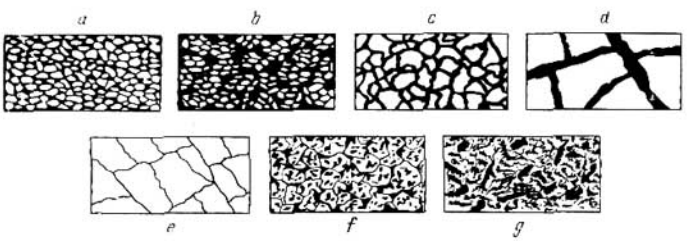


Fig. 1. Tipos morfogenéticos de las oquedades de las rocas:
a) intergranular; *b*) entre agregados; *c*) intercristalino; *d*) de lixiviación; *e*) de fisuración *f*) intergranular e intradetrítico; *g*) macroporosidad

estructura del espacio intersticial se caracteriza por las singularidades morfológicas de las oquedades (poros, grietas) y su relación espacial recíproca.

Las estructuras de las rocas dependen del procedimiento y condiciones de su formación. Respectivamente, se distinguen los siguientes tipos fundamentales morfogenéticos de las oquedades de las rocas (fig. 1):

1) intergranular, que es característica, principalmente, para las rocas de granos sueltos;
2) intermineral, propia de las rocas cristalo-granulosas;
3) de grietas, que se observa en las rocas duras y semiduras de todos los tipos geólogo-petrográficos;
4) de disolución, propia de las rocas cársicas;
5) de criptoporosidad de las rocas arcillosas;
6) de porosidad ampollar de ciertas rocas magmáticas efusivas.

Para muchas rocas es característica la combinación de dos y más tipos de oquedades. En estos casos se distinguen los tipos mixtos de oquedades. Tales son, por ejemplo, las oquedades intergranular y de grietas de las rocas detríticas cementadas, la oquedad de lixiviación en combinación con la de grietas en las rocas carbonatadas.

La oquedad pertenece al número de características petrofísicas básicas más importantes y, numéricamente, se expresa por la porosidad n o por el coeficiente de porosidad ε.

La oquedad de diferentes tipos morfogenéticos no es equivalente en lo que se refiere al grado de su influencia sobre las características físicas de la roca. En este aspecto se debe señalar especialmente la oquedad de grietas, la criptoporosidad y los sistemas cerrados de oquedades.

Las grietas, generalmente, penetran todo el volumen de roca y, de este modo, se crean condiciones más fáciles para la migración de las fases móviles (líquida y gaseosa). En caso de interdisposición ordenada de las grietas y de los sistemas de éstas la roca adquiere anisotropía de grieta la las propiedades físicas. Las grietas dividen a la roca en bloques "estructurales" aislados, que pueden ser considerados como volúmenes singulares; al deformarse el macizo de roca éstos, en cierto grado, se comportan como un todo. Por último, *la oquedad de grietas es una condición indispensable del desarollo de las cavidades de lixiviación y de la activación de los cambios secundarios* de los estados y propiedades de la roca.

La criptoporosidad es propia, fundamentalmente, de los sistemas de alta dispersión, en cuya composición siempre existen partículas minerales con superficie específica grande. Semejantes sistemas son las partículas arcillosas de configuraciones de escama y dimensiones menores de algunos micrometros. Las propiedades específicas de los sistemas dados (baja permeabilidad al gas y al agua coherencia, alta porosidad e hidroscopicidad, etc.) están determinadas en sumo grado por la criptoporosidad.

Con el crecimiento de las dimensiones de los granos minerales y del grado de su isometría la criptoporosidad se sustituye gradualmente por la porosidad intergranular y, junto con esto, tiene lugar una disminución de la cohesión molecular específica de las partículas[1]) y el aumento del rozamiento interno con la reducción total de la oquedad de la roca.

Con el sistema cerrado de oquedad e incluso alta porosidad la roca se distingue por su considerable resistencia al agua, débil permeabilidad y algunas otras particularidades, tan características para los efusivos de estructura ampollar.

Llaman la atención las diferencias muy importantes de las propiedades de las rocas en la muestra (en pequeño volumen) y en el macizo.

[1]) Se ha calculado que la magnitud de la cohesión molecular específica para las partículas con diámetro de unos 0,5 cm es de $6 \cdot 10^2$ Pa, y para las partículas de 1 mμ alcanza $3000 \cdot 10^2$ Pa.

La constitución de la roca en la muestra en lo sucesivo la denominaremos *estructura*, y su constitución como cuerpo geológico (en el macizo) la denominaremos *textura*[1]).

Las unidades estructurales de las rocas, evidentemente, son los granos minerales, sus agregados, las inclusiones y las neogénesis. La forma, las dimensiones y la disposición mutua de los componentes minerales determinan precisamente la estructura de la roca.

Las características estructurales generalmente no se observan en todo el volumen de la roca. El carácter y el grado de heterogeneidad estructural determinan precisamente la textura de la roca. Las unidades de la textura de las rocas son las capas, las intercalaciones, los lentejones y otras formaciones semejantes a éstas que se diferencian entre sí por su composición y constitución. En las rocas magmáticas a las unidades de textura pertenecen las formaciones de shlieren, fluidales, esféricas, brechiformes de taxita, gneísicas y otras. Los principales elementos de la textura de las rocas metamórficas son la esquistosidad, las ondulaciones y las disyunciones, en los que se disgrega la roca por la fisuración de clivaje. En las rocas metamórficas también se observan frecuentemente formaciones de texturas relictas, heredadas de las rocas madres.

En caso de no existir diferenciación estructural la textura de la roca se considera homogénea o maciza.

§ 6. Clasificación ingeniero-geológica general de las rocas

En la base de las características ingeniero-geológicas de las rocas se encuentran los síntomas básicos, a los que pertenecen la naturaleza física de los enlaces interminerales (estructurales), la composición sustancial y la estructura del esqueleto mineral de la roca y del espacio intersticial.

Los rasgos más importantes de las rocas como cuerpos físicos se encuentran en dependencia directa de la naturaleza y estado de los enlaces interminerales. Según estos síntomas se diferencian las clases (y subclases) petrofísicas de rocas: duras, arcillosas (coherentes) y arenosas (de granos sueltos).

Las clases petrofísicas, según el síntoma indicado, reúnen a rocas que pertenecen a diferentes tipos geólogo-genéticos: rocas magmáticas, formadas por las masas fundidas de composición silícica compleja; rocas sedimentarias, surgidas a cuenta de los productos de las transformaciones geológicas exógenas de las masas minerales de la corteza terrestre, su transporte y sedimentación ulterior; rocas metamórficas, que son productos de transformación de las rocas primarias magmáticas y de las rocas primarias sedimentarias en estado sólido.

Las particularidades ingeniero-geológicas de las rocas dependen

[1]) Se distinguen también la microestructura y la microtextura de las rocas, cuando se trata de formaciones estructurales y texturas que solamente se descubren con un gran aumento.

de las condiciones en que se formaron. Estas condiciones, que se denominan faciales, se manifiestan prácticamente en todos los síntomas básicos de las rocas y en las propiedades de éstas que dependen de dichos síntomas. Según la pertenencia facial se distinguen los subtipos facialo-genéticos de rocas. Tales son los subtipos de rocas intrusivas (abisales e hipoabisales) y efusivas magmáticas; rocas sedimentarias de mar, continentales y de lagunas; rocas metamórficas de contacto y de región.

En la composición de los subtipos faciales enumerados se distinguen grupos y subgrupos geólogo-petrográficos de rocas. Por ejemplo, los grupos del granito, la granodiorita, la diorita, la gabronorita, la piroxenodunita, que incluyen los subgrupos de rocas ácidas, medias, básicas, alcalinas y ultrabásicas con asociaciones de minerales y otros síntomas básicos característicos para cada uno de ellos.

Tales son las bases de la construcción de la clasificación general ingeniero-geológica de las rocas (tabla 2).

No es difícil ver que la clasificación dada, en su base, es geólogo-petrográfica; la composición y denominación de las subdivisiones taxonómicas (clasificadoras) corresponden en el esquema a las admitidas en la práctica de las investigaciones geológicas. Según su construcción dicha clasificación es poliescalonada, al mismo tiempo que cada escalón de la clasificación corresponde al nivel de revelación de la condicionalidad de las particularidades ingeniero-geológicas de las rocas; y, por último, por su fin, la clasificación es ingeniero-geológica, construida por los síntomas básicos, que son la base de los índices eficientes ingeniero-geológicos de las rocas.

El objetivo final de la clasificación ingeniero-geológica de las rocas es la obtención de ciertas características cuantitativas de los conjuntos naturales de rocas, que entran en la composición de las subdivisiones clasificadoras.

En la tabla 2 se exponen los valores característicos y los intervalos de las características fundamentales de las rocas a nivel de los grupos ingeniero-petrográficos.

Además de la clasificación ingeniero-geológica general se conocen numerosas clasificaciones especiales[1]). En ellas las características cuantitativas generalizadas son de cálculo, es decir, se destinan para la utilización directa al resolver problemas de proyectos y tecnológicos. Los valores concretos cuantitativos de los parámetros de cálculo dependen no sólo de las propiedades de las rocas, sino también de una serie de factores técnicos y tecnológicos de la ejecución de los trabajos de ingeniería y explotación de las construcciones. En las clasificaciones ingeniero-geológicas detalladas surge la necesidad de señalar las especies y variedades ingeniero-geológicas de rocas en la composición de los grupos y subgrupos petrográficos. En la mayoría de los casos éstas se diferencian entre sí por las variaciones

[1]) La clasificación de las rocas según sus propiedades portantes en las cimentaciones de las obras, magnitud de las acciones de fuerza y energéticas durante la destrucción, estabilidad en las demudaciones de las excavaciones, etc.

Tabla 2

CLASIFICACIÓN INGENIERO-GEOLÓGICA GENERAL DE LAS ROCAS

Clases ingeniero-geológicas	Propiedades principales de las rocas	Subclases	Algunos representantes de las rocas	Particularidades características de las rocas	Algunos índices físico-mecánicos
			I. Duras		
1. Silícicas macizo-cristalinas (rocas magmáticas)	Elevada resistencia mecánica y estabilidad, seudoisotropía de las características físico-mecánicas	a. Rocas holocristalinas (intrusivas) b. Rocas hemicristalinas (efusivas)	Granitos, dioritas, gabro, dunitas Basaltos, pórfidos, traquitas, andesitas	Constitución cristalina uniformemente granulada Constitución porfidoidea, cristalina disimulada o vítrea Porosidad desde insignificante hasta elevada	$\sigma_{comp} = (1000 \ldots 50) \times \times 10^5$ Pa, $\sigma_{tr} = 0{,}02 \ldots \ldots 0{,}04$ de σ_{comp}, $f_{res} > 10$ Permeables al agua en caso de fisuración
2. Silícicas y carbonosas cristalinas, generalmente esquistosas (rocas metamórficas)	Anisotropía muy elocuente de textura, y a veces también de fisuración, de las características físico-mecánicas. Reblandecimiento desde muy débil hasta mediano	a. Rocas metamórficas de región b. Rocas de contacto-metamórficas	Filitas, pizarras cristalinas, anfibolitas, cuarcitas, gneis, migmatitas, mármoles Corneanas, espilozitas, escarnes (scarns)	Composición esquistosa, estabilidad de las propiedades en extensiones grandes Inestabilidad de constitución y propiedades en extensiones cortas	$\sigma_{comp} = (750 \ldots 1800) \times \times 10^5$ Pa, $\sigma_{tr} = 0{,}02 \ldots \ldots 0{,}08$ de σ_{comp}, $f_{res} > 5$. Permeables al agua por las fisuraciones

Continuación de la tabla 2

Clases ingeniero-geológicas	Propiedades principales de las rocas	Subclases	Algunos representantes de las rocas	Particularidades características de las rocas	Algunos índices físico-mecánicos
3. Rocas no silíceas cristalino-granulosas estratiformes (sedimentarias)	Heterogenecidad estratiforme. Solubilidad en el agua desde media hasta elevada	a. Rocas carbonosas sedimentarias b. Rocas sulfatadas sedimentarias c. Rocas halógenas sedimentarias	Calizas cristalinas y cristalinas disimuladas, dolomitas, yesos, anhidritas Sales gema y potásica	Solubilidad débil en el agua. Resistencia mecánica y estabilidad medias Buena solubilidad en el agua	$\sigma_{comp}=(120...1500)\times$ $\times 10^5$ Pa, $\sigma_{tr}=0{,}04...$ $...0{,}1$ de σ_{comp}, $f_{res}>4$ $\sigma_{comp}=100\cdot 10^5$ Pa, $\sigma_{tr}=0{,}1$ de σ_{comp}, $f_{res}=2$. Prácticamente son impermeables al agua
4. Rocas arcillosas (sedimentarias) petrificadas	Alto reblandecimiento, frecuentemente anisotropía muy elocuente de las características físico-mecánicas	a. Rocas esquistosas arcillosas de las pilas dislocadas b. Rocas macizas, rocas arcillosas de microestratificación y estratificación grosera de las pilas de dislocación débil o no dislocadas	Esquistos arcillosos, arcillo-arenosos, calizo-arcillosos, y otros Argilitas, aleurolitas, margas y arcillas margosas solidificadas, opokas y arcillas silíceas	Rocas cementadas, en parte recristalizadas, con anisotropía de textura de las propiedades muy elocuente Rocas duras petrificadas, que no se empapan en el agua, pero que reblandecen fuertemente	$\sigma_{comp}=(350...500)\times$ $\times 10^5$ Pa. $\sigma_{tr}=0{,}02...0{,}17$ de σ_{comp}, $f_{res}=2...3$ Prácticamente son impermeables o de débil permeabilidad por las fisuras

Continuación de la tabal 2

Clases ingeniero-geológicas	Propiedades principales de las rocas	Subclases	Algunos representantes de las rocas	Particularidades características de las rocas	Algunos índices físico-mecánicos
5. Rocas cementadas clásicas (sedimentarias)	Dependencia entre las características de resistencia mecánica y deformación y la composición de la sustancia cementadora y carácter del material clástico (y detrítico)	a. Rocas clásticas con cementación silícea b. Rocas clásticas con cementación carbonosa	Conglomerados silícicos, areniscas, grauwacas, tuffitas Conglomerados calcáreos, breccias y areniscas	a. Elevada resistencia mecánica y estabilidad b. Reblandecen, pero débilmente. Resistencia mecánica desde media hasta elevada	$\sigma_{comp} \approx 1000 \cdot 10^5$ Pa, $f_{res} = 8 \ldots 10$. Impermeables al agua por las fisuras y los poros $\sigma_{comp} \approx 850 \cdot 10^5$ Pa, $f_{res} = 6 \ldots 8$. Permeables al agua por las fisuras y los poros
	En dependencia de éstas la resistencia mecánica y la estabilidad de las rocas varían desde alta (rocas clásticas con cementación silícea) hasta baja (rocas clásticas con cementación arcillosa y de hielo)	c. Rocas clásticas con cementación arcillosa y de arcilla y yeso	Conglomerados arcillosos y de arcilla y yeso, brechas y areniscas	c. Reblandecimiento fuerte	$\sigma_{comp} \leqslant (250 \ldots 300) \times \times 10^5$ Pa, $f_{res} = 2 \ldots 3$. Prácticamente impermeables al agua
		d. Rocas detríticas cementadas	Calizas conchíferas, creta	d. Constitución esponjosa o de fina porosidad, pequeña resistencia mecánica	$\sigma_{comp} \approx 100 \cdot 10^5$ Pa, $f_{res} = 2$. Permeabilidad al agua desde pequeña hasta elevada
		e. Rocas clásticas cementadas con hielo	Rocas de cantos rodados, gravas y guijarrones, cascajo, arenas y arenas arcillosas de congelación perpetua	e. Dependencia entre la resistencia mecánica y la magnitud de la temperatura negativa, abundancia de hielo y humedad	σ_{comp}, como regla, es inferior de $100 \cdot 10^5$ Pa, $f_{res} = 1 \ldots 2$

Continuación de la tabla 2

Clases ingeniero-geológicas	Propiedades principales de las rocas	Subclases	Algunos representantes de las rocas	Particularidades características de las rocas	Algunos índices físico-mecánicos
6. Rocas duras superfisuradas y meteorizadas (degradadas)	Dependencia entre las propiedades y el grado de fisuración y descomposición química (meteorización). Elevada permeabilidad al agua	a. Rocas meteorizadas y fisuradas de origen magmático b. Idem, de origen metamórfico c. Idem, de origen sedimentario	Granitos, dioritas, basaltos, pórfidos, y otros, de elevada fisuración y meteorizados Esquistos cristalinos, gnéis, y otros, fuertemente destruidos Calizas, dolomitas y rocas clásticas cementadas, fuertemente destruidas	Los índices de resistencia mecánica y estabilidad son reducidos (rocas desmontables)	$\sigma_{comp} \leqslant 50 \cdot 10^5$ Pa, σ_{tr} es igual o se aproxima a 0, $f_{res} = 1,5 \ldots 2,0$, $k_f = 10 \ldots 20$ m/día
II. Coherentes (arcillosas)					
7. Rocas arcillosas neopetrificadas, pero compactas	Capacidad de pasar a estado plástico durante su saturación con agua Prácticamente impermeables al agua. Compresibilidad débil y media. El coeficiente de compactación, según Priklonski, $K_d > 1$	a. Rocas estratificadas sedimentadas en el agua, frecuentemente de fina estratificación b. Rocas sedimentarias arcillosas de constitución estratificada irregular o no estratificacada c. Rocas morrénicas (cantos rodados) arcillosas	Arcillas, tierras arcillo-arenosas y areno-limosas de origen marítimo, de laguna y continentales Arcillas eluviales (caolines primarios, bauxitas, lateritas, y otras) Arcillas de cantos rodados, tierras arcillo-arenosas y areno-limosas	Constitución estratiforme, resistencia mecánica reducida por las superficies humedecidas de estratificación. Las propiedades están poco estudiadas. Los contactos, en estado húmedo, están siempre debilitados Resistencia mecánica elevada y rigidez, débil permeabilidad al agua	$\varphi = 16 \ldots 35°$, $c = (0,4 \ldots 1,5) \cdot 10^5$ Pa, $f_{res} = 1,5$, $k_f < 0,04$ * m/día

* A es un número desde 1 hasta 9

Continuación de la tabla 2

Clases ingeniero-geológicas	Propiedades principales de las rocas	Subclases	Algunos representantes de las rocas	Particularidades características de las rocas	Algunos índices físico-mecánicos
8. Rocas arcillosas de compactación media o constitución mullida con cementación de estabilidad débil	Al saturarlas con agua pasan a estado fluido. De compresibilidad media y fuerte, a veces dan asiento. El coeficiente de compactación, según Priklonski, $0 < K_d < 1$, ó $K_d < 0$	a. Rocas arcillosas estratificadas sedimentadas en el agua, frecuentemente de fina estratificación	Arcillas, tierras arcillo-arenosas y areno-limosas de origen marítimo, de laguna y continentales	Las rocas, según la humedad, pueden estar en estado sólido o plástico	$\varphi = 14 \ldots 23°$, $c = (0{,}2 \ldots 0{,}5) \cdot 10^5$ Pa, $f_{res} = 0{,}3 \ldots 0{,}8$, $k_f < 0{,}0\,A$ m/día
		b. Rocas arcillosas continentales macroporosas	Loes y arcillas de loes, tierras arcillo-arenosas y areno-limosas	Débil resistencia al agua, a veces dan asiento	
9. Sedimentos arcillosos que no sufrieron compactación y cementación	Constitución mullida, frecuentemente el estado es fluido. El coeficiente de compactación, según Priklonski, $K_d < 0$	a. Sedimentos arcillo-limosos contemporáneos	Lodos marítimos, de lagunas, lagos y aluviales	Tixotropía, humedad elevada y compresibilidad	$\varphi < 10°$, $c < 1{,}05 \cdot 10^5$ Pa, $f_{res} = 0{,}3$, $k < 0{,}0\,A$ m/día
		b. Sedimentos arcillosos con turba	Lodos con turba, sedimentos de lodo y arcilla	Elevada higroscopicidad y compresibilidad	
		c. Tierras	Suelos de diferentes tipos genéticos de composición arcillosa	Elevada compresibilidad y derrubio	

Continuación de la tabla 2

Clases ingeniero-geológicas	Propiedades principales de las rocas	Subclases	Algunos representantes de las rocas	Particularidades características de las rocas	Algunos índices físico-mecánicos
			III. De granos sueltos (incoherentes)		
10. Macroclásticas no cementadas	Elevada permeabilidad al agua y rigidez. Capacidad de mantener taludes abruptos (bajo ángulo de 30...45°)	a. Acumulaciones de piedra y cascajo. b. Depósitos de cantos rodados y guijarros y de grava, de origen de sedimentación en el agua y de glaciares	Depósitos de los derrumbes de montaña, taludes detríticos y placeres Depósitos de origen aluvial, diluvial, fluvioglaciárico	Prácticamente, sin vibración, son incompresibles	$\varphi = 30...45°$, $f_{res} = 1,0...1,5$, $k_f = 50...100$ m/día
11. Rocas arenosas	Buena permeabilidad al agua. Los taludes naturales son estables bajo un ángulo de 25...35°	a. Arenas de granos gruesos b. Arenas de granos medios c. Arenas de granos pequeños y finos	Depósitos marítimos, aluviales, proluviales, lacustres, y otros. Idem Idem	Compresibles (a cuenta de su constitución mullida) La compactación sigue rápidamente a la aplicación de la carga	$\varphi = 20...35°$, $f_{res} = 0,5...0,8$, $k_f = 5...50$ m/día, $\varphi \approx 20°$, $f_{res} = 0,3...0,6$, $k_f = 1$ m/día

Notas 1. La clasificación abarca los principales tipos de rocas más difundidos. 2. σ_{comp} es el límite de resistencia a la compresión; σ_{tr}, el límite de resistencia a la tracción; f_{res}, el coeficiente de resistencia mecánica de las rocas según M. M. Protodiakonov; φ, el ángulo de rozamiento interno; c, la cohesión, k_f, el coeficiente de filtración

secundarias de los síntomas básicos (como resultado de la meteorización, cataclasis, en dependencia del nivel de litificación, etc.) y grado de las variaciones secundarias.

Para concluir se debe subrayar que las investigaciones ingeniero-petrográficas, por su esencia, son el desarrollo de las investigaciones geólogo-petrográficas y, en grado considerable, se basan en los resultados de estas últimas. Esta circunstancia crea la posibilidad de: a) elevar considerablemente la autenticidad científica de los resultados de las investigaciones ingeniero-petrográficas especiales, tanto de los indicios básicos como de las características eficientes de las rocas; b) pronosticar las propiedades de las rocas por los indicios geólogo-petrográficos; c) extrapolar los datos de los caros y trabajosos experimentos e investigaciones de las propiedades de las rocas por estos indicios y, al fin de cuentas, d) elevar considerablemente la eficiencia de los trabajos ingeniero-geológicos.

CAPITULO 2

Particularidades ingeniero-geológicas de las rocas magmáticas

§ 1. Particularidades geólogo-petrográficas

Las rocas magmáticas pertenecen a la clase de rocas duras. Su rasgo general es su alta resistencia a la rotura, elasticidad y algunas otras propiedades que, en general, son propias de los cuerpos duros. Sin embargo, las propiedades de las rocas magmáticas varían en un intervalo amplio y, fundamentalmente, en dependencia de su composición sustancial (mineral) y constitución.

Composición sustancial. Según el contenido de los principales minerales que las constituyen, las rocas magmáticas forman una serie continua cuyos miembros extremos, el granito y las rocas ultrabásicas, están ligados entre sí por transiciones graduales (fig. 2). Para los primeros miembros de esta serie (rocas ácidas) es característica la predominancia absoluta de los silicatos de estructura de armazón "mullido", en los que las células elementales (tetraedros de silicio y oxígeno) están ligadas entre sí por enlaces covalentes rígidos y estables. Los últimos miembros de esta serie están compuestos por silicatos de hierro y magnesia de estructura en cadena (piroxenas y anfiboles) y aislada (olivino). En su composición también casi siempre existen minerales metálicos (magnetita, cromita, y otros), cuyo contenido en las regiones de yacimientos metalíferos puede ser considerable.

Con las variaciones de la composición mineral señaladas queda determinada la elevación de la densidad y viscosidad de las rocas a medida que disminuye su acidez. En el grupo de rocas magmáticas ácidas las oscilaciones considerables de las propiedades físicas están ligadas con las variaciones del contenido de minerales de estructura lamelar (micas).

Estructura. La sustancia de las rocas magmáticas de las facies intrusivas está completamente cristalizada. En las rocas de las facies efusivas la sustancia, parcialmente o por completo, está representada por vidrio volcánico. Los tetraedros elementales de silicio y oxígeno de la sustancia silícica, que constituyen la base del armazón de la estructura de los silicatos, aquí (en el vidrio volcánico) solamente

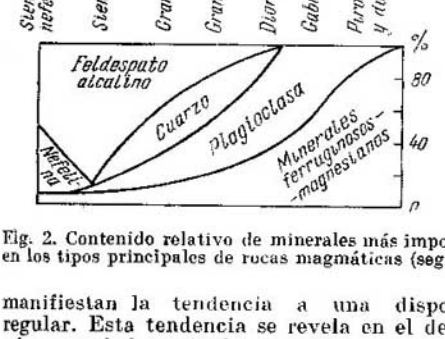


Fig. 2. Contenido relativo de minerales más importantes engendradores de rocas en los tipos principales de rocas magmáticas (según A. N. Zavaritski)

manifiestan la tendencia a una disposición mutua simétrica regular. Esta tendencia se revela en el desarrollo de las cristalitas, gérmenes de los cristales esqueléticos, de sus agregados, los microlitos y, por último, en la aparición de separaciones micropórfidas.

El grado de cristalinidad de la sustancia mineral ejerce influencia importante sobre las propiedades de las rocas magmáticas. Así, solamente en dependencia de las dimensiones absolutas de los granos cristalinos, la resistencia de la roca puede variar en 1,5 . . . 2,0 veces, y más.

Los enlaces estructurales en las rocas magmáticas son de carácter cristalino. Algunos representantes de las rocas efusivas, en los que el vidrio volcánico aparece en calidad de sustancia cementadora, son una excepción. En este caso éstos pueden ser referidos a la subclase singular de rocas cementadas.

La textura de las rocas magmáticas puede ser desordenada y orientada. Con la aparición de texturas orientadas (bandeada, de gneis, fluidal, etc.) la roca adquiere anisotropía de textura. En caso de textura desordenada la roca se puede considerar como un cuerpo seudoisótropo.

Las rocas magmáticas, como regla, están divididas por grietas ocultas, o en uno u otro grado hendidas (abiertas). Entre ellas se distinguen: las grietas que surgen durante el enfriamiento de la masa fundida magmática, que son las denominadas grietas tectónicas de contracción y que se desarrollan bajo el influjo de las tensiones y deformaciones tectónicas y, por último, las grietas de meteorización, que aparecen, fundamentalmente, bajo el influjo de la meteorización física.

En las intrusiones abisales las grietas de contracción están sincronizadas intrínsecamente con las zonas de contacto (margen del macizo) y provocan la aparición de disyunciones de configuraciones en forma de placas; las superficies interfaciales de las placas están orientadas paralelamente a los contactos con las rocas laterales. En los cuerpos hipabisales (filonianos) y en los mantos efusivos y coladas se desarrollan las disyunciones prismáticas y columnares, y en las efusiones submarinas de lavas de composición básica las disyunciones son esferoidales.

Las grietas tectónicas revelan una ligazón espacial con las dislocaciones (disyuntivas y de plegamiento) tectónicas, y penetran todo el espesor de rocas sometidas a dichas dislocaciones. Se diferencian los sistemas de grietas de disyunción y de plegamiento. La intensidad del agrietamiento tectónico de las rocas, la extensión y los elementos de yacimiento de las grietas varían regularmente al aproximarse a las zonas disyuntivas y a los ejes de las dislocaciones de plegamiento.

Las grietas de la corteza de meteorización, en su mayoría, se desarrollan en el proceso de desintegración física de la roca. Estas grietas se desarrollan en la corteza de meteorización, el grado de fisuración de cuyas rocas revela zonalidad vertical. Esta zonalidad determina las particularidades esenciales del "perfil" de la corteza de meteorización.

Las disyunciones de rocas de alta resistencia, durante la deformación del macizo, se comportan frecuentemente como un todo único. La deformación de estas últimas se compone de los desplazamientos diferenciales de las disyunciones, unas respecto a las otras. El cuadro general de deformaciones seudoplásticas que, por ejemplo, se observa durante el pandeo del techo de las excavaciones subterráneas se crea a cuenta de los microdeslizamientos por los sistemas de grietas de orientación regular. Al concentrarse las deformaciones bajo uno de los sistemas de superficies de deslizamiento surge una zona de disyunción, que provoca el fenómeno de derrumbe o deslizamiento de bloques aislados y paquetes de rocas. En este sentido las disyunciones de las rocas duras se pueden considerar como volúmenes elementales.

§ 2. Indices de densidad — porosidad

La densidad de las rocas, como la de cualquier otro cuerpo, es la masa de la unidad de volumen, es decir, la masa volumétrica δ.

Se distingue también la densidad mineralógica δ_0, que numéri-

camente es igual a la masa específica, es decir, a la masa de sustancia mineral en la unidad de volumen.

La porosidad, de otro modo vacuidad, se caracteriza por el coeficiente de porosidad ε y por la porosidad n, cuyos valores se obtienen de las dependencias siguientes:

$$\varepsilon = \frac{\delta_0 - \delta}{\delta_0} \quad \text{y} \quad n = \frac{\delta_0 - \delta}{\delta},$$

o, teniendo en cuenta la humedad de la roca,

$$\varepsilon = \frac{\delta_0 (1 - W)\, \delta_W}{\delta_W} \quad \text{y} \quad n = \frac{\delta_0 (1 - W)\, \delta_W}{\delta_0 (1 - W)},$$

donde δ_W es la masa volumétrica de la roca húmeda; W, la humedad ponderal de la roca. El coeficiente de porosidad se expresa en partes de la unidad, y la porosidad en porcentaje.

Con las oscilaciones de los valores de los índices de porosidad y densidad están conjugadas las variaciones de todas las demás características físicas de las rocas. En este sentido éstas pueden ser referidas al grupo de características básicas ingeniero-petrográficas. A su vez ellas mismas están ligadas directamente con las variaciones de la composición sustancial y constitución de la roca, es decir, son características físicas resultantes. No obstante, la forma analítica de la dependencia entre los índices de densidad y porosidad, por un lado, y las diferentes propiedades físicas, por otro lado, es muy complicada y depende no sólo (incluso no tanto), por ejemplo, de los valores absolutos de la porosidad, sino que también (y, generalmente, más a menudo) de la estructura del espacio intersticial. Por esto las rocas con valores absolutos de porosidad iguales pueden tener índices de permeabilidad, resistencia mecánica, deformabilidad, etc., absolutamente distintos.

Según los índices morfológicos se distinguen varios sistemas de porosidad (vacuidad) de las rocas magmáticas, los pricipales de los cuales son: 1) el de porosidad intercristalina (intergranular) de las rocas cristalogranulares; 2) el de vacuidad de fisuración; 3) el de vacuidad de ampollas, típica para muchas rocas efusivas.

En las rocas reales más frecuentemente se observa una combinación de dos o tres sistemas de vacuidades. Así, en las rocas magmáticas de las facies efusivas la vacuidad de fisuración se combina con la de ampollas, y en las rocas intrusivas con la intergranular.

Frecuentemente se puede observar varias generaciones de vacuidades, es decir, oquedades que surgieron en las diferentes fases de formación de la roca. La vacuidad de primera generación surge en el proceso de formación de la roca. Tales son la fisuración de contracción y la vacuidad de ampollas de las rocas efusivas. Las vacuidades que surgen en etapas posteriores forman la generación de la vacuidad secundaria, por ejemplo, de vacuidad tectónica de fisuración, y las vacuidades que surgen durante la meteorización.

Según la similitud morfológica de los sistemas de vacuidades de diferentes generaciones su papel en la formación de las propiedades

de las rocas puede ser distinto. Así, las vacuidades primarias, a menudo, están "cicatrizadas", es decir, rellenas de formaciones minerales nuevas, mientras que las secundarias son abiertas, frecuentemente hendidas. Estas también pueden diferenciarse por las características espaciales geométricas.

Según el grado de abertura se diferencian las grietas supercapilares, cuya magnitud de abertura no excede de 0,25 mm, las capilares, la abertura de las cuales es de 0,001 . . . 0,25 mm, y las subcapilares, cuando la abertura es menor de 0,001 mm.

La porosidad de las rocas magmáticas de facies intrusivas es, fundamentalmente, de fisuración y, en menor grado, intergranular. En las rocas cenotípalas efusivas también se observa la vacuidad

Tabla 3

VALORES MEDIOS DE LA DENSIDAD Y POROSIDAD DE LAS ROCAS MAGMATICAS INTRUSIVAS

Rocas	Densidad δ, 10^3, kg m^3			Porosidad, n %		
	mínima, δ_0	media	límites de oscilaciones	media	mínima	máxima
Granito biotítico	2,65	2,57	2,53...2,70	2,7	0,4	5,2
Plagiogranito	2,71	2,60	2,57...2,70	3,2	2,9	3,4
Granodiorita	2,77	2,69	2,62...2,78	1,8	1,1	2,9
Sienita nefelínica	2,72	2,66	2,45...2,70	2,5	0,7	5,0
Diorita	2,95	2,81	2,67...2,92	2,9	1,8	5,1
Gabro	3,06	2,95	2,85...3,05	1,3	0,3	3,5
Gabro-norita	3,0	—	—	1,6	1,3	2,0
Piroxenita	—	3,19	2,90...3,40	—	—	—

de ampollas, que surge al desprenderse burbujas de gas y vapores de agua al enfriarse la lava. En las zonas de cataclasis y de la corteza

Tabla 4

VALORES DE LA DENSIDAD DE LAS ROCAS EFUSIVAS

Rocas	Densidad δ, 10^3 kg m^3	
	media	límites de oscilaciones
Liparita	2,35	2,14...2,50
Pórfido cuarzoso	2,60	2,54...2,66
Andesita	2,49	2,07...2,68
Andesita porfirítica	2,54	2,20...2,85
Diabasa	2,70	2,62...2,95

de meteorización las rocas magmáticas adquieren elevada vacuidad de fisuración, que alcanza un 10 . . . 20%, mientras que la intersticial (intergranular) generalmente no excede de un 1 . . . 3%.

Los valores medios de la densidad y porosidad de las rocas intrusivas se caracterizan por los datos de la tabla 3. Se ha notado que los valores medios de la densidad δ oscilan, primordialmente, en dependencia de la composición mineral. En los granitos éstos alcanzan 0,12, en el gabro 0,30 y en las rocas ultrabásicas $0.50 \times \times 10^3$ kg/m^3. La influencia de las variaciones secundarias en la composición y constitución de la roca sobre los índices de densidad y porosidad es muy esencial. Así, en la corteza de meteorización la densidad de los granitos puede disminuir hasta 2.29 . . . $2{,}48 \cdot 10^3$ kg/m^3, y la porosidad, respectivamente, aumenta hasta el 25%.

La densidad de las rocas efusivas oscila en límites considerablemente mayores (tabla 4) y, en cierta medida, depende de la edad geológica de la roca. En consecuencia, la densidad media de las rocas paleotípalas (por ejemplo, las porfiritas) de edad mesozoica es de 2,63, de edad paleozoica, 2,73 y de edad precámbrica, $2{,}76 \times \times 10^3$ kg/m^3.

§ 3. Propiedades mecánicas de las rocas duras

Las propiedades mecánicas caracterizan la capacidad de la roca a reaccionar de uno u otro modo a las acciones externas de fuerza (mecánicas). En determinados límites esta capacidad se manifiesta en las deformaciones volumétricas, que tienen carácter elástico-reversible. Con el crecimiento de las tensiones y aumento de la duración de la acción de la fuerza deformante dichas deformaciones se transforman en deformaciones irreversibles plásticas y viscoplásticas. Estas últimas pueden conducir al quebrantamiento de la continuidad, es decir, a la destrucción de la roca durante la fluencia plástica y el flujo viscoplástico. La rotura también puede tener lugar en la zona elástica (rotura frágil de temperatura). Como demuestran las investigaciones microestructurales, el engendramiento de los focos de rotura también están en este caso ligados con las deformaciones plásticas, más exactamente, con la localización de los focos de los microdeslizamientos en una zona relativamente pequeña. A esto contribuyen los defectos de la constitución interna de la roca (principalmente la fisuración), que son los portadores de las tensiones propias. Por esta razón todos los procesos mecánicos transcurren en la roca con un gasto mínimo de energía.

Debido a las causas señaladas las deformaciones plásticas en las rocas duras aparecen ya en las fases iniciales de solicitación y aumentan con el crecimiento de las tensiones y duración de la acción de la fuerza deformante. Por esta misma razón la dependencia entre las tensiones actuantes y las deformaciones no es lineal y las rocas no tienen un límite de rotura expresado exactamente. Respectivamente, el diagrama "tensión— deformación" para las rocas es parecido al mismo para los cuerpos elásticoplásticos (fig. 3). En general, a las rocas les son inherentes:

1. Las deformaciones elásticolineales, que suceden casi instantáneamente a la aplicación de la carga[1]) y que tienen carácter reversivo.

2. Las deformaciones elásticas no lineales, cuya particularidad es la dependencia curvilínea entre la tensión y la deformación. La curva de la descarga lenta sigue a la curva de carga en secuencia

Fig. 3. Diagrama "tensión—deformación" para un cuerpo elástico-plástico (según P. M. Tsimbarevich):

σ_e es el límite de elasticidad; R_2 (R_1), el límite de resistencia a la compresión (tracción)

inversa y regresa al punto *O*. Esto se denomina efecto posterior (directo, durante la carga, e inverso, durante la descarga). Una particularidad del efecto posterior elástico es su dependencia no sólo del valor de la carga, sino que también de la duración de su acción.

3. Las deformaciones plásticas, que suceden largo tiempo después de aplicar la carga y que tienen carácter irreversible (deformaciones residuales). Las deformaciones plásticas dependen de la duración de la acción, magnitud y velocidad de crecimiento de las tensiones.

La parte elástica de la deformación está relacionada con las deformaciones volumétricas (compresión, tracción) de las redes cristalinas de los minerales. La naturaleza de las deformaciones no esláticas es mucho más compleja. Estas últimas están ligadas con la denominada parte desviatoria de las tensiones, es decir, las tensiones que alteran la forma del cuerpo.

Las deformaciones no clásticas (plásticas) de los cuerpos policristalinos son, fundamentalmente, el resultado de los procesos siguientes: 1) deformaciones de desplazamiento de los granos minerales, fenómenos de traslación (desplazamiento intercristalino), maclaje, flexión, formación de placas, y algunos otros; 2) procesos difusivos, que tienen lugar al existir sitios "vacantes" (es decir, no ocupados por los átomos) en los nudos de las redes cristalinas de los minerales y otros defectos, y que transcurren en forma de traslado de la sustancia (átomos, iones) mediante la sustitución sucesiva de los sitios "vacantes" en la dirección de la fuerza deformante; 3) procesos limítrofes, que son fenómenos del desplazamiento relativo de los granos

[1]) La velocidad de la deformación elástica $v = \sqrt{Eg'/\delta}$, donde E es el módulo de elasticidad; g', la aceleración de la fuerza de gravedad; δ, la masa volumétrica de la roca.

y bloques por los planos de crucero, poligonización (trituración de los granos), recristalización y algunos otros.

Si la tensión que provoca las deformaciones plásticas no supera por su magnitud el valor límite (límite de resistencia mecánica) y permanece constante, la velocidad del flujo plástico disminuye con el tiempo, es decir, se observa una consolidación de la roca en el proceso de deformación plástica. Esto sucede como resultado del crecimiento de la área específica de los contactos reales de los granos minerales en el proceso de poligonización y compactación.

A medida de la ordenación de la estructura durante el flujo plástico, desarrollo de las microgrietas, etc., se debilita gradualmente la resistencia de la roca al desplazamiento. El fenómeno dado, que tiene lugar para tensiones que superan el límite de resistencia mecánica, se denomina trastorno en el proceso de deformación plástica. En este caso el desarrollo de las deformaciones con el tiempo conduce, al fin de cuentas, a la destrucción de la roca.

De tal modo, las deformaciones no elásticas, a diferencia de las elásticas, siempre van acompañadas de alteraciones de la constitución interna y, en determinadas condiciones (como, por ejemplo, durante los procesos de metamorfismo), también de la composición mineral de la roca.

Durante los fenómenos de las deformaciones plásticas irreversibles puede tener lugar un crecimiento continuo de éstas, cuando la carga es constante, es decir, *fluencia plástica o creep*.

Naturalmente, la fluencia plástica también puede ser provocada por una tensión que varía según una ley arbitraria. En el aspecto generalizado ("clásico") la curva de la fluencia plástica se compone

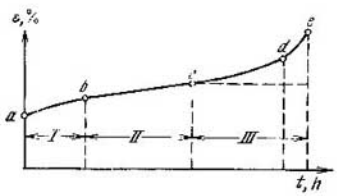


Fig. 4. Diagrama clásico de la fluencia plástica de los cuerpos sólidos

de tres segmentos que corresponden a las tres respectivas fases de la deformación plástica (fig. 4). El segmento inicial de la curva de fluencia plástica *ab* caracteriza el proceso ordinario de deformación bajo una carga aplicada instantáneamente. Aquí se observa una disminución gradual de la velocidad de crecimiento de la formación. El segundo segmento de la curva de fluencia plástica *bc* corresponde al estado de flujo plástico de régimen permanente (fluencia plástica) con velocidad constante de la fluencia plástica. El tercer segmento de la curva de fluencia plástica *ce* caracteriza el crecimiento de la

velocidad de deformación y el comienzo del momento de destrucción del material (punto *d*).

Durante los fenómenos de deformación plástica puede tener lugar una disminución ininterrumpida de las tensiones al conservar la magnitud de deformación, es decir, el fenómeno de *relajación*.

En la base de los fenómenos de relajación se encuentra el proceso de dispersión de la energía elástica de desplazamiento, reservada en el cuerpo deformable. La relajación está ligada indisolublemente con el movimiento térmico de las partículas de la sustancia y aumenta al elevar la temperatura; igual que el movimiento térmico, la relajación transcurre sin la acción externa, espontáneamente, y tiene carácter entrópico.

El fenómeno de deformación plástica surge con una duración determinada de la acción de la fuerza respecto al denominado *período de relajación* θ, es decir, al tiempo, durante el cual la tensión elástica de desplazamiento disminuye en una magnitud considerable[1]). Si el período de relajación es muy grande, en comparación con el tiempo total de observación (experimento), el cuerpo es elástico o frágil. Cuando las relaciones de la duración del experimento respecto al período de relajación son otras, el cuerpo sólido pasa a uno de los estados de flujo: viscoelástico, viscoplástico o líquido. La relajación de las tensiones, en realidad, es precisamente el proceso de transformación de la energía elástica de deformación en energía de flujo plástico o viscoso. Dicho de otro modo, el proceso de *relajación representa en sí la fluencia plástica para tensiones que con el tiempo disminuyen proporcionalmente a las deformaciones irreversibles crecientes*. Los procesos que van acompañados de la relajación de tensiones se denominan procesos de relajación.

El límite entre los estados elástico y plástico corresponde al límite de flujo, que al mismo tiempo es límite de elasticidad. El límite de flujo se define como la tensión límite de desplazamiento τ_{lf}.

El cuadro de procesos deformativos descrito más arriba permite formar una idea sobre la *naturaleza de la resistencia mecánica de las rocas duras*. Como es sabido, estas últimas se componen de granos minerales y de sus agregados, consolidados entre sí por enlaces enstructurales de elevada resistencia y estabilidad. Durante la acción de una fuerza externa, en primer lugar, se deforman los granos minerales, cuyos planos intercristalinos de deslizamiento (traslación) están orientados más cómodamente respecto a la parte desviadora de las tensiones. Sin embargo, las deformaciones de semejantes granos están restringidas por los granos vecinos, con los que se encuentran consolidados por enlaces estructurales y cuyos planos de deslizamiento intercristalino están orientados de otra manera. El grano

[1]) El tiempo de relajación $\theta = 1/e$, es decir, corresponde al tiempo, en el transcurso del cual la tensión elástica de desplazamiento disminuye en $1/e$ veces en comparación con su magnitud inicial. El tiempo de relajación se encuentra en la siguiente dependencia del coeficiente de viscosidad η y del módulo de desplazamiento G: $\theta = \eta/G$.

que estudiamos, tratando de deformarse bajo la acción de las fuerzas externas, ejercerá presión sobre los granos vecinos y los obligará a girar, y en caso eventual (existencia de oquedades) a desplazarse en dirección de la fuerza deformatoria. A esto se oponen los enlaces estructurales y las fuerzas de rozamiento, así como la resistencia estática de estos granos a variar su posición original. Cuando se superan estas fuerzas los granos más resistentes y menudos pueden conservarse, mientras que los más grandes y frágiles se fraccionan. En lo sucesivo los granos fraccionados tienden a formar planos más grandes, la traslación de los cuales está orientada en la dirección de la acción de la fuerza deformatoria. Con esto pueden tener lugar los procesos de formación de placas, maclaje, y otros.

Por consiguiente, todo grano mineral, al comienzo del proceso descrito, resulta estar en un estado de tensión muy complejo que, además, se opone al desarrollo de los desplazamientos. En esto reside la razón de la elevada resistencia mecánica inicial de las rocas duras.

La reorientación y ordenación de la disposición de los granos minerales, así como el quebrantamiento de los enlaces estructurales, deben facilitar la deformación de la roca. Tal es la naturaleza del debilitamiento de la dureza de la roca en el proceso de las deformaciones plásticas.

La resistencia mecánica, generalmente, se valoriza por la carga máxima que soporta la muestra de la roca hasta la rotura. Esta carga se denomina *límite de resistencia*. Semejante noción sobre la resistencia mecánica está ligada al carácter crítico del proceso de destrucción de la roca: la pérdida de la continuidad (es decir, rotura) comienza cuando uno de los parámetros que determinan el estado del proceso de deformación, por ejemplo, la tensión normal o tangencial, alcanza el valor límite o crítico.

A los índices principales de resistencia mecánica pertenecen el límite de resistencia a la compresión σ_{comp}, a la tracción σ_{tr} y al desplazamiento σ_{desp}, es decir, los límites de resistencia en los estados de tensión señalados. Como demuestran los datos experimentales los parámetros de resistencia mecánica de las rocas duras dependen del género de las tensiones. El valor máximo, por su magnitud, lo tiene el límite de resistencia a la compresión, y el valor mínimo es a la tracción.

La resistencia mecánica de las rocas durante la compresión biaxial es considerablemente mayor que la resistencia durante la compresión uniaxial. Durante la presión triaxial su resistencia crece en medida aún mayor. Las rocas duras, en las condiciones de compresión triaxial, no se destruyen incluso a presiones muy altas.

La resistencia mecánica de las rocas magmáticas a la compresión σ_{comp} varía en límites muy amplios: desde 1000 . . . 1200 hasta (2000 . . . 2800) $\cdot 10^5$ Pa y más y, principalmente, en dependencia del grado de cristalización y composición de la sustancia mineral. Así, la resistencia mecánica del granito de estructura de granos finos es superior a la de sus variedades de granos gruesos en

(300 . . . 350)·10⁵ Pa (tabla 5), y la sustancia mineral no cristalizada (vidrio volcánico), si su contenido excede del 20%, rebaja la resistencia mecánica de la roca en 1,5 veces.

La disminución de la resistencia mecánica de las rocas magmáticas se observa también al aumentar en su composición el contenido de minerales de estructura lamelar (micas) y disminuir, respectivamente, el contenido de cuarzo, mineral típico de estructura de armazón. Según los datos de G. S. Senatskaya, el aumento del contenido

Tabla 5

LIMITE DE RESISTENCIA A LA COMPRESION DE ALGUNOS GRUPOS DE ROCAS MAGMATICAS

Subtipos de rocas	Particularidades estructurales	Grupos de rocas	Límite de resistencia a la compresión, 10^5 Pa
Abismales (intrusivas)	Cristalouniformes, de granos finos y medios	Granitos Dioritas Sienitas	1200...2400 1400...2800 1000...2200
	Porfídicas y de granos gruesos	Granitos Dioritas Gabro	800...2800 1600...3100 1900...3200
Derramadas (efusivas)	Paleotípalas	Porfiritas	1300...2600
	Cenotípalas	Andesitas Basaltos	800...2600 900...4600

de biotita (mica negra) en los granitos desde un 4 . . . 5 hasta un 15 . . . 17% y la reducción del contenido de cuarzo desde el 38 hasta el 28%, conduce a la disminución del límite de resistencia a la compresión desde 2200 hasta 800·10⁵ Pa.

Ablandamiento de las rocas magmáticas[1]. Según la magnitud del ablandamiento las rocas magmáticas pertenecen a las de ablandamiento débil $K_a > 0{,}9$. Con el aumento del contenido de minerales de estructura lamelar (micas) y la reducción del contenido de cuarzo tiene lugar cierto aumento del ablandamiento de las rocas magmáticas.

Pasaporte de resistencia mecánica de las rocas. En la práctica de la minería técnica la resistencia mecánica de las rocas, generalmente, se caracteriza por el pasaporte de resistencia mecánica, construido según la teoría de la resistencia mecánica de O. Mohr. De acuerdo con esta teoría la rotura (frágil o desplazamiento plástico)

[1] Ablandamiento es la capacidad de las rocas a disminuir su resistencia mecánica al saturarse con agua. Este se caracteriza por el coeficiente de ablandamiento $K_a = \sigma^s_{comp}/\sigma^{se}_{comp}$, donde σ^s_{comp} y σ^{se}_{comp} son, respectivamente, el límite de resistencia a la compresión de la roca saturada de agua y seca al aire.

del material tiene lugar cuando la tensión tangencial en el plano de deslizamiento aumenta hasta cierta magnitud límite, o cuando la tensión límite normal de tracción alcanza una magnitud determinada. Con esto se admite que la tensión tangencial τ en el plano de deslizamiento depende solamente de la magnitud de la tensión normal σ_n, que actúa en ese mismo plano. Esta dependencia se expresa con la ecuación de la envolvente de los círculos principales de

Fig. 5. Pasaporte de la resistencia mecánica de una roca isótropa

las tensiones de Mohr en el sistema de coordenadas σ_n (tensión normal)y τ (tensión tangencial). Con dicha ecuación se establecen los *índices volumétricos de resistencia*: el coeficiente de rozamiento interno

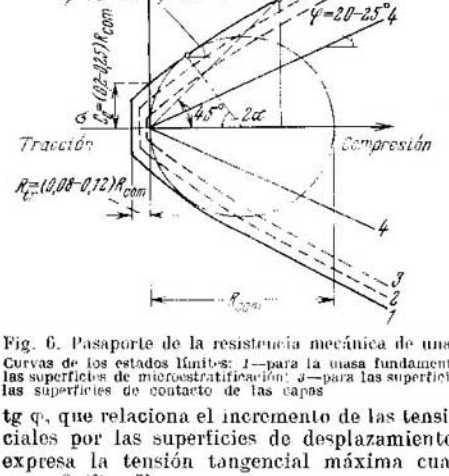


Fig. 6. Pasaporte de la resistencia mecánica de una roca anisótropa
Curvas de los estados límites: *1*—para la masa fundamental monolítica de roca; *2*—para las superficies de microestratificación; *3*—para las superficies de las disyunciones; *4*—para las superficies de contacto de las capas

tg φ, que relaciona el incremento de las tensiones normales y tangenciales por las superficies de desplazamiento, y la cohesión c, que expresa la tensión tangencial máxima cuando la tensión normal $\tau_n = 0$ (fig. 5).

Las condiciones de rotura de las rocas anisótropas, evidentemente, no serán iguales a lo largo de las superficies distintamente orientadas respecto a la dirección de la anisotropía de textura o de fisuración (fig. 6). La destrucción de la roca, por lo visto, tendrá lugar

por aquel sistema de debilitamiento para el que antes se alcance el valor límite de las tensiones.

Se han propuesto algunas variantes de aproximación de la envolvente de los círculos grandes de tensiones: rectilínea, parabólica, cicloidal y otras (fig. 7).

La envolvente rectilínea (fig. 7,a) describe el estado límite de las rocas cataclásticas (fisuradas intensamente) duras y sueltas. Esta

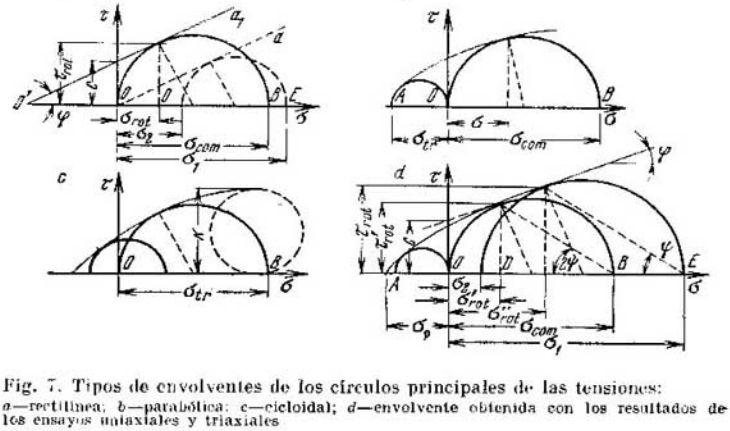


Fig. 7. Tipos de envolventes de los círculos principales de las tensiones:
a—rectilínea; *b*—parabólica; *c*—cicloidal; *d*—envolvente obtenida con los resultados de los ensayos uniaxiales y triaxiales

se expresa con las conocidas ecuaciones de Coulomb:

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi + c. \qquad (I.1)$$

La envolvente parabólica (fig. 7,*b*) se describe por la ecuación de aspecto

$$(\tau)^m = \lambda (\sigma + H), \qquad (I.2)$$

donde H es el límite de resistencia mecánica de la roca durante la tensión biaxial; λ, el coeficiente del empuje lateral, y $1 < m \leqslant 2$.

La envolvente cicloidal (fig. 7, *c*) en las coordenadas (σ, τ) en forma paramétrica:

$$\sigma + H = \frac{1}{2} K^* (4\psi + \operatorname{sen} 4\psi), \qquad |\tau| = \frac{1}{2} K^* (1 - \cos \psi),$$

donde K^* es una constante (dimensión unidad de fuerza/unidad de área) y $0 \leqslant \Psi \leqslant \pi/4$ (la condición es justa para la zona de tensiones de compresión).

En la fig. 7, *d* está representada la envolvente de los círculos de Mohr, obtenida por los resultados de ensayos monoaxiales y triaxiales.

Los estados límites de las rocas, descritos por las ecuaciones expuestas de la envolvente de los círculos de las tensiones principales, corresponden a las rocas que tienen diferentes propiedades y que se encuentran en diferentes condiciones de estado de tensión. Por esto, la elección de la forma matemática de expresión de la envolvente se debe efectuar teniendo en cuenta estos factores. A esto se debe añadir que a tensiones triaxiales altas, pero de distintos valores, la envolvente de los círculos principales de las tensiones disminuye su inclinación y, asintóticamente, se acerca a cierta recta paralela al eje σ_n.

Cuando las tensiones son pequeñas la configuración de la envolvente varía más perceptiblemente que en los tramos de tensiones

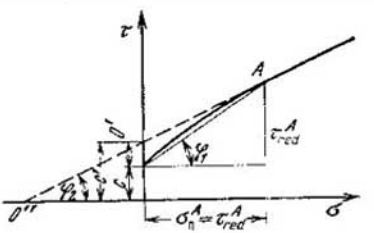


Fig. 8. Pasaporte "reducido" de la resistencia mecánica de la roca

más altas. Con el fin de simplificar la envolvente de los círculos de las tensiones principales se ha propuesto representarla compuesta de dos tramos rectilíneos (fig. 8). El primero de éstos corresponde a la compresión monoaxial y se caracteriza por los parámetros φ_1 y c, y el segundo corresponde a las condiciones de presión triaxial con los parámetros φ_2 y la cohesión "reducida" c':

$$c' = c\,\frac{1-\operatorname{tg}\varphi_2}{1-\operatorname{tg}\varphi_1}.$$

La teoría de resistencia mecánica de Mohr está construida en la suposición de que la rotura del material depende de la σ_1 máxima y de la σ_3 mínima de las tensiones principales. En las condiciones del estado de tensión triaxial esta tesis no se verifica. No obstante, el influjo de la tensión principal media σ_2, por lo visto, no excede de un 10 . . .15% [22].

La rotura de las rocas durante las deformaciones no elásticas sucede en forma de desplazamiento y desprendimiento (fracturación), la resistividad a los cuales puede ser caracterizada por el rozamiento interno φ y la cohesión c. En general, la transición de cualquier cuerpo sólido del estado elástico al estado de deformaciones no elásticas se caracteriza por el desarrollo intensivo de los microdeslizamientos. En este caso φ y c pertenecen al número de parámetros básicos, que caracterizan la resistencia mecánica de las rocas. Por esto, el pasaporte de resistencia mecánica, que permite caracterizar la roca en todos los aspectos principales del estado de tensión (compresión, tracción, desplazamiento), y el fenómeno de anisotropía

de las propiedades de resistencia mecánica tienen cierta universalidad.

El pasaporte de resistencia mecánica de las rocas duras puede ser construido por los datos de las resistencias a la compresión σ_{comp} y a la tracción σ_{tr} para diferentes valores de la tensión normal σ_n, tal y como se muestra en la fig. 6.

Resistencia mecánica de las rocas a largo plazo. Las rocas son capaces de reducir su resistividad a la rotura al aumentar la duración de la acción de la fuerza deformante. La resistencia mecánica que corresponde a una u otra duración de la acción de la carga se denomina resistencia mecánica a largo plazo. La característica principal de ésta es el diagrama de resistencia mecánica, construido por los datos experimentales en las coordenadas "límite de resistencia —tiempo" (fig. 9).

El valor mínimo de la resistencia mecánica a largo plazo σ_{min}, que coincide con la ordenada de la asíntota de la curva de la resistencia mecánica a largo plazo, se denomina límite de la resistencia

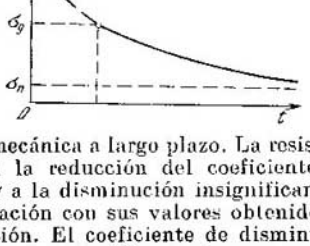


Fig. 9. Diagrama de la resistencia mecánica a largo plazo

mecánica a largo plazo. La resistencia mecánica a largo plazo conduce a la reducción del coeficiente de adhesión en 1,5 . . . 2,5 veces y a la disminución insignificante del rozamiento interno, en comparación con sus valores obtenidos durante los ensayos de corta duración. El coeficiente de disminución del límite de resistencia de las rocas magmáticas a la compresión, generalmente, es de 0,7 . . . 0,8.

Las características fundamentales de deformación de las propiedades mecánicas en los límites de su estabilidad elástica son el módulo de elasticidad y el coeficiente de Poisson. En la mayoría de las rocas duras el estado de estabilidad elástica se conserva hasta tensiones que constituyen un 70 . . . 75% de las tensiones de rotura [22].

La conducta de deformación de las rocas en el estado indicado se caracteriza por el módulo de elasticidad E, módulo de desplazamiento G, módulo de compresión triaxial K y por el coeficiente de Poisson μ[1]).

[1]) El módulo de elasticidad E es el coeficiente de proporcionalidad entre la tensión longitudinal (de compresión y de tracción) y la deformación correspondiente. El módulo de desplazamiento G es el coeficiente de proporcionalidad entre la tensión tangencial τ y la deformación correspondiente de desplazamiento. El coeficiente de Poisson μ es el coeficiente de proporcionalidad entre las deformaciones longitudinal y transversal relativas.

El módulo de desplazamiento y el de compresión triaxial están relacionados con el de elasticidad y con el coeficiente de Poisson por las dependencias

$$G = \frac{E}{2(1+\mu)} \quad y \quad K = \frac{E}{3(1-2\mu)}.$$

Los valores absolutos de los módulos de elasticidad y del coeficiente de Poisson pueden ser determinados por los métodos estático o dinámico. Durante los ensayos estáticos las características elásticas se obtienen por la magnitud de la deformación de las rocas bajo la acción de las cargas aplicadas. Los métodos dinámicos se basan en las dependencias conocidas entre las velocidades de propagación de las oscilaciones elásticas y las propiedades elásticas del medio. El cálculo del módulo de elasticidad E_d y del coeficiente de Poisson μ_d se efectúa en este caso por las fórmulas

$$\left.\begin{aligned} E_d &= \delta v_p^2 \frac{(1+\mu)(1-2\mu)}{1-\mu} \\ \mu_d &= \frac{2-\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2}{2-2\left(\frac{v_p}{v_s}\right)^2} \end{aligned}\right\},$$

donde v_p y v_s son, respectivamente, las velocidades de propagación de las oscilaciones elásticas longitudinales y transversales.

Según los datos experimentales se halló la siguiente correlación entre los módulos dinámico E_d y estático E_e:

$$E_d = kE_e + b, \tag{I.3}$$

donde k y b son coeficientes auxiliares, cuyos valores medios son: $k = 0{,}83$; $b = 0{,}97 \cdot 10^{10}$ Pa.

El módulo dinámico de elasticidad de las rocas magmáticas compactas (de débil fisuración) supera en un 20 . . . 30% el módulo estático, determinado por el método estático. Con el aumento de la oquedad de la roca la diferencia entre E_d y E_e alcanza un 70 . . . . . 100% y más.

En la serie normal del granito-roca ultrabásica se observa un acrecentamiento considerable de los módulos, hecho que, por lo visto, está relacionado con el aumento de la densidad mineralógica de las rocas.

Se ha advertido que con la disminución del valor de E_d aumenta la diferencia entre los módulos dinámico y estático.

La densidad mineralógica y los fenómenos del efecto posterior también deben ser atribuidos a los factores que determinan la diferencia entre las magnitudes de los módulos estático y dinámico de elasticidad. El fenómeno del efecto posterior reduce considerablemente el valor del módulo estático y, prácticamente, no influye sobre el valor del módulo dinámico.

El módulo de elasticidad aumenta al elevar la compresión triaxial. La elevación de la temperatura en estas condiciones conduce a la disminución del módulo de elasticidad.

CAPITULO 3

Particularidades ingeniero-geológicas de las rocas metamórficas

§ 1. Particularidades geólogo-petrográficas

En la composición de las rocas metamórficas se distinguen: 1) los minerales heredados de las rocas primiciales (madres sedimentarias o magmáticas). Estos son los denominados minerales relictos; 2) los minerales metamorfogénicos, surgidos en el proceso del metamorfismo. Estos forman sistemas minerales que han alcanzado el equilibrio en la etapa dada del metamorfismo y, por consiguiente, en las condiciones termodinámicas y geoquímicas dadas. Estos sistemas se conocen como facies minerales de las rocas metamórficas; 1) los minerales originados de nuevo en el proceso de las variaciones secundarias de la roca.

Entre los minerales relictos se distinguen los de estabilidad especial (por ejemplo, el cuarzo), que han pasado por todas las etapas del metamorfismo y que por ello se denominan pasantes. Con el aumento del contenido de éstos se eleva la resistencia, abrasividad y rigidez de la roca.

Las facies minerales de las rocas metamórficas están representadas por los minerales tipomórficos, que son característicos para determinar los niveles (etapas) del metamorfismo. En las etapas iniciales y medias del metamorfismo los procesos de formación de minerales se caracterizan por el desarrollo preponderante de los minerales de estructuras de cadena y lamelar, con disposición mutua ordenada unos respecto a los otros. A esto contribuyen la presión unilateral, el estado plástico deformable de la roca y la anisotropía de las fuerzas del crecimiento de los cristales. Como resultado aparecen rocas con estructura cristaloblástica[1]) y textura orientada. En niveles más elevados el metamorfismo va acompañado por el desarrollo preponderante de las rocas de estructura granoblástica, granular uniforme y granular no uniforme (porfiroblástica). En los niveles superiores de metamorfismo, que transcurren en las condiciones de presión hidrostática triaxial, los minerales de estructura de armazón

[1]) Blastos—retoño, germen (griego).

(feldespatos en las rocas de facies de granulita y minerales del grupo de la facie de granate-eclogita) obtienen un desarrollo preferible. Para estos últimos es también característico el desarrollo de los minerales de estructura aislada (por ejemplo, olivino).

Las rocas metamórficas pertenecen a la clase de rocas duras con enlaces estructurales de tipo de cristalización. La esquistosidad y el clivaje pertenecen al número de particularidades fundamentales de la textura de las rocas metamórficas.

Las condiciones peculiares señaladas más arriba de formación de minerales en las etapas iniciales y medias del metamorfismo

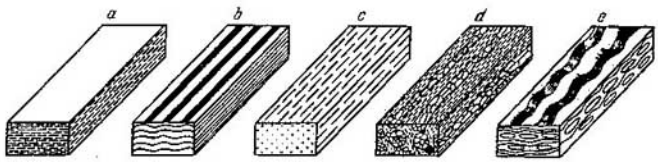


Fig. 10. Tipos principales de la esquistosidad de las rocas metamórficas (según A. N. Eliséev):

a—esquistosa (plano-paralela); *b*—esquistosa ondulada (ondeada); *c*—lineal, o lineal-paralela; *d*—columnar, o de lápiz; *e*) lenticular, o de anteojo

favorecen al desarrollo de texturas orientadas de diversos tipos de esquistosidad (fig. 10). Para niveles más elevados de metamorfismo

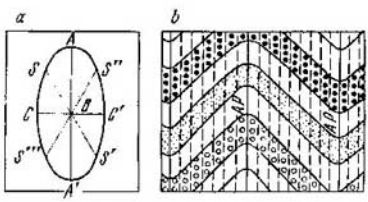


Fig. 11. Clivaje de flujo:

a—el clivaje de flujo está orientado bajo un ángulo recto respecto al eje menor *CC'* del elipsoide de deformación; este clivaje pasa a través de los ejes mayor *AA'* y mediano de deformación (el eje mediano es perpendicular al plano de la figura); el clivaje de fracturación y el clivaje de escisión en lo fundamental se desarrollan paralelamente al plano designado por *SS'* y *S''S'''*; *b*—corte estructural del pliegue. El clivaje de flujo, que está marcado con líneas punteadas verticales, es paralelo a los planos axiales (*AP*) de los pliegues

son más características las texturas onduladas (en particular, gneísica) y masivas.

La esquistosidad frecuentemente se desarrolla por la estratificación primaria de las rocas sedimentarias. En este caso se denomina estratificación esquistosa. Bajo clivaje se comprende la capacidad de la roca a escindirse a lo largo de planos más o menos paralelos

de origen secundario. El clivaje es propio a todas las rocas metamórficas. Se distingue el clivaje de flujo y el clivaje de deslizamiento (fracturación). El clivaje de flujo surge como resultado de los movimientos diferenciales durante la deformación plástica (flujo) de la roca por las superficies paralelas aproximadas. La capacidad de las

Fig. 12. Clivaje de fracturación:
a—en las alas del pliegue; b—en las zonas de dislocación

rocas a escindirse está condicionada por la disposición paralela de los minerales plásticos (clorita, mica) y tabulares (cianita y otros), y también por la disposición paralela del crucero de estos minerales. El clivaje de flujo se observa más frecuentemente en las rocas blandas comprendidas entre rocas más duras (fig. 11).

El clivaje de deslizamiento (de otro modo, de fracturación) no depende de la disposición mutua y orientación de los granos minerales de la roca. Este tiene carácter de fisuración tectónica de la roca. La orientación de las grietas es paralela a los planos de ruptura del elipsoide de deformación y se controla por el elipsoide de las tensiones tectónicas (fig. 12).

§ 2. Densidad y porosidad

En dependencia de la composición mineral y del grado de metamorfismo la densidad de las rocas metamórficas varía en un intervalo amplio (tabla 6). Las rocas de sedimentación primaria se diferencian de las magmáticas primarias por ser de densidad algo menor. La posición tectónica de la región ejerce también un influjo determinado. Así, las anfibolitas, fijadas a las zonas geoanticlinales y formadas a cuenta de las rocas sedimentarias, se distinguen por tener valores de densidad menores $(2{,}72 \ldots 2{,}88) \cdot 10^3$ kg/m^3 en comparación con las anfibolitas de las zonas geosinclinales $(2{,}93 \ldots 3{,}06) \times \times 10^3$ kg/m^3.

El influjo de los factores estructura-textura sobre la densidad de las rocas metamórficas no es grande y no siempre se descubre.

Los procesos de ultrametamorfismo y de granitización van acompañados de cierta descompactación de la roca. La descompactación también tiene lugar durante los procesos de metamorfismo regresivo de los gneises y de las anfibolitas.

La porosidad de las rocas metamórficas es fundamentalmente de fisuración y raramente excede de un 1 . . . 2%. Por esto la densidad de las rocas dadas se aproxima a la mineralógica ($\delta \approx \delta_0$). Se observa una porosidad algo elevada en las rocas dinamometamórficas (hasta un 3 . . . 5%), hecho relacionado con su microfisuración intensiva

Para las serpentinitas son característicos los valores máximos de porosidad (hasta el 10%). El hecho reside en que la serpentinización de las ultrabasitas (a cuenta de las cuales surgen las serpentinas) va acompañada del aumento del volumen inicial de la roca y del desarrollo de tensiones volumétricas considerables. La realización de

Tabla 6

DENSIDAD DE LAS ROCAS METAMORFICAS

Grado de metamorfismo	Rocas	Densidad δ, 10^3 kg/m^3
Inferior	Pizarras de cuarzo-sericíticas	2,42...2,88
	Pizarras de cuarzo-cloritas	2,62...2,69
	Pizarras sericíticas	2,61...2,72
	Pizarras cloríticas	2,57...2,61
Medio	Pizarras de biotita	2,67...2,68
	Pizarras de grafito	2,44...2,99
	Pizarras anfibolíticas	2,97...3,01
Superior	Gneises biotítico-plagioclásicos	2,63...2,73
	Gneises granato-biotíticos	2,80...2,85
	Gneises anfibolíticos	2,86...3,07
	Anfibolitas	2,72...3,27
	Magmatitas	2,68...2,70
	Mármoles	2,68...2,71
	Cuarcitas	2,37...2,68
	Corneanas	2,63...2,82
	Skarns	2,87...3,47

estas últimas conduce al desarrollo de la fisuración intensiva de la roca. El carácter y la espesura de las grietas en las serpentinas varían con la profundidad y dependen de las condiciones mecánicas de deformación y, en particular, de las propiedades mecánicas (rigidez, blandura) de las rocas encajantes.

§ 3. Propiedades mecánicas

Los valores máximos de resistencia mecánica han sido registrados para las siguientes rocas metamórficas: jaspilitas y cuarcitas $[\sigma_{com} = (4500 \ldots 5000) \cdot 10^5$ Pa], skarns de magnetitas-anfibolitas (hasta $5800 \cdot 10^5$ Pa). La resistencia mecánica de las pizarras cristalinas excede $1000 \cdot 10^5$ Pa, pero frecuentemente (por ejemplo, en los gneises) disminuye hasta $(800 \ldots 900) \cdot 10^5$ Pa.

Para la mayoría de las rocas metamórficas es característica la textura anisótropa. El coeficiente de anisotropía de la textura de éstas alcanza 3 ... 5.

Las relaciones entre los módulos dinámico E_d y estático E_e de elasticidad de algunas representantes de las rocas metamórficas se caracterizan por los datos de la tabla 7.

Como es sabido, los procesos de metamorfismo siempre van acompañados por profundas variaciones de la composición y propiedades de las rocas. Estas son particularmente considerables durante los

Tabla 7

RELACION ENTRE E_e Y E_d PARA LAS ROCAS METAMORFICAS (SEGUN V. S. YAMSCHIKOV)

Rocas	$E_e \cdot 10^{10}$ Pa	$E_d \cdot 10^{10}$ Pa	$\frac{E_e - E_d}{E_e} 100$ %
Esquisto arcilloso	1,2...1,3	2,4...2,7	100—106
Esquisto sericítico	0,9	1,9	100
Esquisto de biotita	4,2	6,0	43
Cuarcita esquistosa	1,4	2,24	60

procesos de skarn y formación de las aureolas del skarn. En la tabla 8 se exponen algunas características de la resistencia mecánica para las zonas de transición (dioritas y albitas con skarn) y para los

Tabla 8

CARACTERISTICAS DE RESISTENCIAS MECANICAS DE LAS ROCAS CON SKARN Y DE LOS SKARNS DEL YACIMIENTO DE SOKOLOVSK-SARBAYS (SEGUN G. S. SENATSKAYA)

Rocas	Límite de resistencia, 10^5 Pa	
	a la compresión σ_{com}	a la tracción σ_{tr}
Diorita-porfirita, con skarn de epidota y piroxeno	940	120
Albitofira, en skarn de epidota y actinolita	1630	190
Piroxeno de granate y granate de magnetita	1800	140
Skarn de actinolita	1900	145
Skarn de granate-magnetita	2690	230
Skarn de epidota-magnetita	2700	230

skarns de epidotas-magnetitas y granates-magnetitas. La resistencia mecánica de las rocas de la zona primera es del orden (9400 . . . . . 1000)·10^5 Pa, y la de los skarns de hasta 2700·10^5 Pa.

El influjo de las presiones elevadas sobre la resistencia mecánica de las rocas puede ser ilustrado en el ejemplo del mármol (fig. 13). A medida que aumenta la presión triaxial, al principio, tiene lugar un crecimiento ininterrumpido de la resistencia mecánica (primer

tramo de la curva). En esta parte se observa la rotura frágil sin deformación plástica previa. A la tensión $\sigma_n = 235 \cdot 10^5$ Pa aparecen deformaciones plásticas, que se desarrollan durante el descendimien-

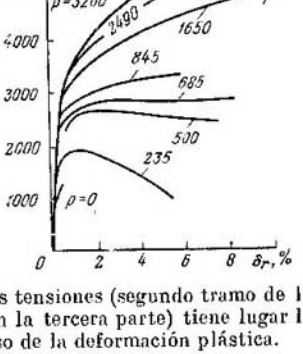


Fig. 13. Influencia de las presiones elevadas sobre la resistencia mecánica del mármol

to ininterrumpido (relajación) de las tensiones (segundo tramo de la curva). A tensiones más elevadas (en la tercera parte) tiene lugar la consolidación de la roca en el proceso de la deformación plástica.

CAPITULO 4

Particularidades ingeniero-geológicas de las rocas sedimentarias

§ 1. Conocimientos generales

Composición mineral. Los minerales de las rocas sedimentarias están representados por los producto de la desintegración mecánica, descomposición química y bioquímica de la sustancia mineral de las rocas iniciales (madres) y de los productos de su síntesis. Los productos de la desintegración mecánica componen la masa fundamental de rocas clásticas. En su composición predominan lol minerales de estructura rígida y de armazón sólido (cuarzo, feldespato). Estos forman grupos de minerales alotígenos. Los productos de la descomposición química y bioquímica pertenecen al grupo de minerales autígenos[1]). En su constitución están representados los minerales de estructuras lamelar (minerales arcillosos, cloritas y otros), aislada (carbonatos y algunos sulfatos) y de coordinación (halita, silvina).

[1]) Alotígenos son los minerales que se originaron antes de la propia roca en cuya composición entran. Autígenos son los minerales constituidos de nuevo durante los procesos de formación exógena de minerales.

Los primeros de éstos son componentes constantes de las rocas arcillosas, y los segundos de las rocas químico-organógenas.

Se ha calculado que sobre la parte de los minerales de estructura de armazón recae aproximadamente el 40%, sobre los de estructura

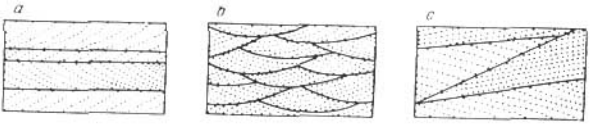


Fig. 14. Tipos de estratificación de las rocas sedimentarias (según R. Shrock): *a*—de forma de placas; *b*—lenticular; *c*—cuneiforme

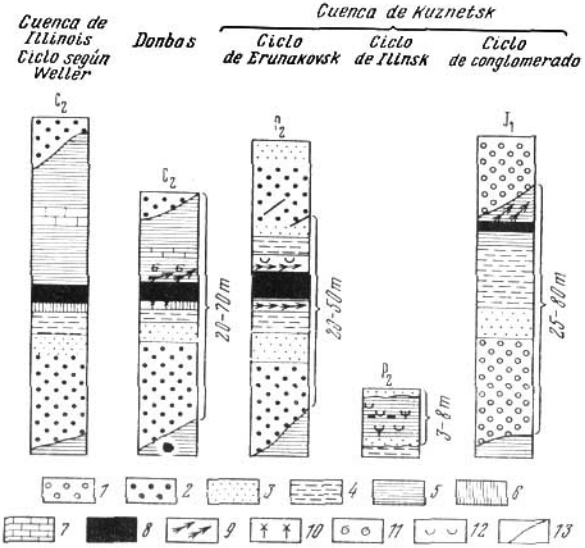


Fig. 15. Esquema de la estructura de los ritmos en las pilas carboníferas (según Y. A. Zhemchúzhnikov):

1—conglomerado; *2*—arenisca de granos gruesos y medios; *3*—arenisca de granos finos; *4*—aleurolita; *5*—argilita estratificada; *6*—argilita no estratificada; *7*—caliza; *8*—carbón; *9*—residuos vegetales; *10*—residuos de raíces; *11*—residuos de organismos marítimos; *12*—residuos de organismos de agua dulce; *13*—derrubios

lamelar el 30% y sobre los de estructura aislada el 10% del volumen total de rocas sedimentarias.

La formación autígena de minerales, más frecuentemente, va acompañada por la sustitución de los enlaces interatómicos cova-

lentes en las redes cristalinas por enlaces iónico-covalentes, iónicos, de hidrógeno, es decir, menos resistentes y menos estables. Por esto, en determinado grado, queda condicionada la disminución de los exponentes de resistencia mecánica y estabilidad de las rocas sedimentarias a medida que aumentan en su composición los minerales autígenos (particularmente los lamelares).

Entre las rocas sedimentarias están ampliamente difundidas las rocas que constan enteramente de un sólo mineral, o de un mineral

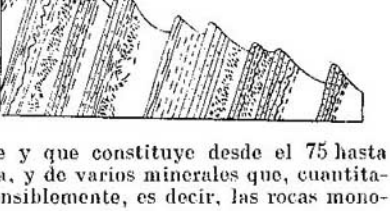


Fig. 16. Esquema de la estructura del flysch de areniscas y aleurolitas

que predomina absolutamente y que constituye desde el 75 hasta el 90% del volumen de la roca, y de varios minerales que, cuantitativamente, se subordinan ostensiblemente, es decir, las rocas monominerales y olimícticas.

Textura. La característica principal de la textura de las rocas sedimentarias es su estratificación de diverso tipo: paralela, lenticular, cuneiforme, etc. (fig. 14). Se conocen también rocas privadas de estratificación, de constitución maciza. Se debe diferenciar la estratificación de las rocas sedimentarias de su disposición en capas. Las rocas sedimentarias se componen de capas ostensiblemente limitadas por las capas suprayacentes y subyacentes. Las superficies de separación de las capas son superficies de debilitamiento de las pilas de rocas sedimentarias.

En la disposición de las capas de las rocas sedimentarias frecuentemente se observa ritmicidad, es decir, una repetición cíclica de las capas. Esta es particularmente característica para las formaciones carboníferas de tipo geosinclinal (por ejemplo, del Donbás) y para las pilas de flysch (fig. 15, 16). La ritmicidad también puede tener lugar en la constitución de las propias capas. Tales son, por ejemplo, la microestratificación de las calizas o de las arcillas con estratificación en bandas (fig. 17). Con la estratificación y disposición de las capas está relacionada la anisotropía de las propiedades de las rocas sedimentarias y de sus pilas.

Los índices **estructurales genéticos** sirven de base para la distinción de tres grupos de rocas sedimentarias: clásticas (incluyendo las piroclásticas), arcillosas y químico-organógenas.

La estructura de las rocas clásticas se caracteriza por la composición granulométrica, forma y grado de redondez (angulosidad) del material clástico. Según la composición granulométrica se distinguen las rocas de pedazos gruesos, medianos y finos, que se diferencian entre sí por la predominancia de una o de la suma de varias

fracciones (tabla 9). La característica principal de la composición granulométrica es el coeficiente de heterogeneidad K_{het}. Este se determina por la curva total (cumulativa) de la composición granulométrica, construida en escala normal o semilogarítmica (fig. 18). Tanto en uno como en el otro caso por el eje de las ordenadas se

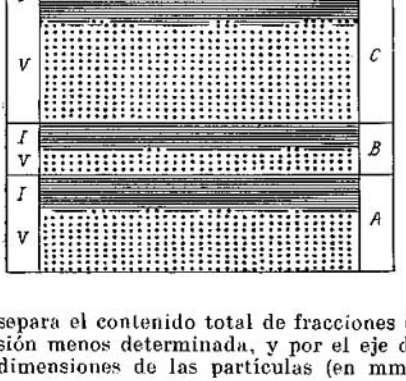


Fig. 17. Esquema de la estratificación de cinta de las arcillas lacustres-glaciales (según R. Shrock):
V—depósitos de verano, aleurolita; *I*—depósitos de invierno, aleurolita muy fina y cierta cantidad de arcilla. La capa *A* revela depósitos de verano de potencia moderada; *B*—ambas partes de los depósitos son iguales; *C*—los depósitos de verano son de potencia considerable en comparación con los de invierno

separa el contenido total de fracciones (en % del peso) de la dimensión menos determinada, y por el eje de las abscisas se separan las dimensiones de las partículas (en mm), o los logaritmos de estas

Tabla 9

CLASIFICACION DE LAS ROCAS CLASTICAS SEGUN LA COMPOSICION GRANULOMÉTRICA

Rocas	Variedades de rocas	Distribución de las fracciones, % de la masa seca de roca
Clásticas gruesas	De cantos rodados-guijarrales y pedregosas	La masa de las fracciones mayores de 10 mm es del 50% y más
	De grava-areniscas y de cascajo	La masa de las fracciones mayores de 2 mm es del 50% y más
Clásticas medianas y finas	Arenas de granos gruesos	La masa de las fracciones mayores de 0,5 mm es del 50% y más
	Arenas finas y muy finas	La masa de las fracciones mayores de 0,1 mm es del 75% y más
	Arenas pulverulentas	La masa de las fracciones de 0,05...0,002 mm supera el contenido de fracciones mayores de 0,5 mm
	Arenas de diferente granulación	No existe una fracción preponderante

dimensiones. El coeficiente de heterogeneidad K_{het} es igual a la relación de los diámetros de las partículas que corresponden a las

ordenadas del 60 y 10%:

$$K_{het} = \frac{d_{60}}{d_{10}}. \tag{I.4}$$

La magnitud d_{10} se denomina diámetro efectivo; éste corresponde al diámetro de las partículas menores de las cuales, en la roca de composición heterogénea, hay un contenido del 10% de la suma de todas

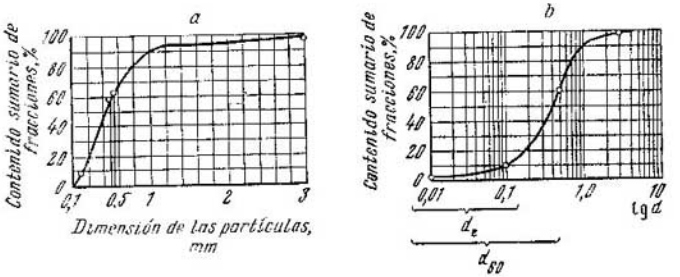


Fig. 18. Curva sumaria (cumulativa) de la composición granular: *a*—en escala normal; *b*—en escala semilogaritmica

las partículas. Respectivamente, d_{60} es igual al diámetro de los granos, el contenido de partículas menores de las cuales forma el 60% de la suma de todas las partículas.

Respecto a la heterogeneidad también se puede juzgar por el grado de clasificación. El coeficiente de clasificación S_c es igual a la relación de la diferencia entre la dimensión media de las partículas d_{med} y la desviación respecto al diámetro medio de la media ponderada y el diámetro d_{med}

$$S_c = \frac{d_{med} - \sum \delta_0 V_i}{d_{med}}, \tag{I.5}$$

donde V_i es la parte del contenido de partículas con diámetro d_{med}.

La forma del material clástico se caracteriza por el coeficiente de redondez P, que numéricamente es igual a la relación entre el radio de curvatura de la proyección del grano r y el radio de la circunferencia máxima inscrita en la proyección del grano R, es decir, $P = r/R$. Según el valor de P se diferencian las formas del material clástico (tabla 10).

Para las rocas clásticas cementadas el tipo de cementación y la estructura de la sustancia cementadora sirven de característica estructural complementaria y muy importante.

La estructura de las rocas arcillosas puede ser primaria, formada durante la sedimentación (acumulación de precipitaciones), y secun-

daria, formada en las fases de litificación del sedimento (en el proceso de su secado, compactación, cementación, etc.).

A las rocas quimígenas y organógenas frecuentemente les son inherentes las estructuras secundarias, surgidas como resultado de la recristalización del sedimento durante la cataclisis, procesos de cementación y otros. A estas rocas corresponden las estructuras cristaloblásticas, cataclásticas (de brecha), metasomáticas, criptocristalinas, y otras. Las rocas organógenas están representadas por

Tabla 10

VALOR DE LA MAGNITUD *P* PARA DIFERENTE FORMA DEL MATERIAL CLASTICO

Forma de los granos	*P*
Acutángula	0,15
Angulosa	0,15...0,30
Semirredonda	0,30...0,50
Redondeada	0,50...0,70
Absolutamente redondeada	0,70...1,00

partes esqueléticas complejas fitógenas y zoogénicas de plantas y animales. Según el grado de integridad se distinguen las estructuras biomorfas, detríticas y biomorfas ocultas.

La estructura del espacio intersticial de las rocas sedimentarias es también muy diversa. Además de la oquedad intergranular de las rocas clásticas y de la criptoporosidad de las rocas arcillosas, para algunas de ellas (por ejemplo, para el loes), es característica la macroporosidad, para las rocas cársicas es característica la oquedad de lixiviación y, por último, para todas las rocas sedimentarias, duras y semiduras, es característica la oquedad de fisuración. Pero, más frecuentemente, las rocas sedimentarias se caracterizan por la combinación de dos y más sistemas fundamentales de cavidades. Así, la criptoporosidad de las rocas arcillosas de tipo celular, celular de algodón, y otros, existe conjuntamente con la intergranular, y la oquedad de lixiviación existe con la intergranular y la de fisuración. Frecuentemente se distinguen las oquedades de las generaciones primaria y secundaria. A estas últimas pertenecen, por ejemplo, la fisuración tectónica y la fisuración de meteorización de las rocas. Las dimensiones de las oquedades se caracterizan por su diámetro, y la oquedad de fisuración se caracteriza por la extensión de las grietas, el grado de abertura de éstas y frecuencia (intensidad) de su desarrollo.

La oquedad de las rocas sedimentarias, fundamentalmente, pertenece al tipo de oquedad abierta, en el que las cavidades se comunican entre sí y con el medio ambiente. La distribución de las cavidades en el volumen de roca puede ser regular o irregular, y frecuen-

temente es ordenada. Esto último, generalmente, está relacionado con el sistema orientado o con los sistemas de grietas, o con la textura ordenada (por ejemplo, estratiforme) de la roca. La anisotropía de fisuración o de textura de las propiedades de la roca queda determinada por estos sistemas.

Según la naturaleza de los enlaces estructurales se distinguen rocas de tres clases físicas: duras, arcillosas y de granos sueltos. Las rocas congeladas forman un grupo especial.

A. Rocas sedimentarias duras

Están representadas por rocas carbonosas, carbonoso-arcillosas (margas), arcillosas y areno-arcillosas petrificadas, clásticas cementadas y halógenas. Los enlaces estructurales de éstas son de cementación, cristalización y mixtos (de cementación-cristalización).

La sustancia cementadora, por su composición, puede ser *polimicta*, que consta de minerales de diversa composición y grado de *dispersión*, *homogénea* (*por ejemplo, opalina, carbonosa, de sulfato,*

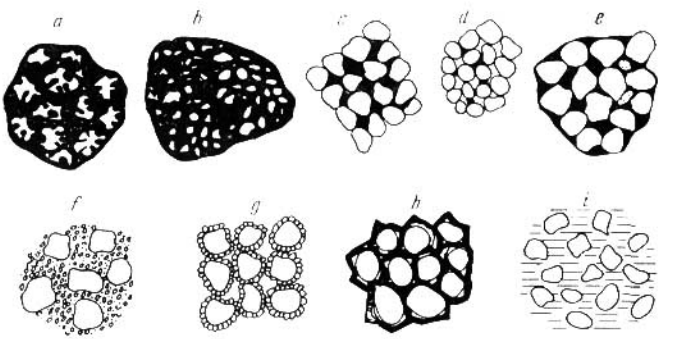


Fig. 19. Tipos de cementación de las rocas clásicas (según M. S. Shvetsov):
a—cemento basáltico y, a la vez, de roedura (corrosivo); *b*—cemento basáltico y, a la vez, aglomerado (distribuido irregularmente); c—cemento de los poros; *d*—cemento de contacto; *e*—cemento de relleno y de los poros; *f*—cemento granular desordenado cristalino; t—cemento de acumulación; *h*—cemento de germinación; i—cemento de brotadura

etc.) y *mixta* (carbonoso-arcillosa, sulfato-arcillosa, etc.). En dependencia del carácter de la distribución de la sustancia cementadora se distinguen las estructuras con cementación basáltica y de contacto, cementación de los poros y cementación mixta (fig. 19). También es diversa la estructura de la propia sustancia cementadora. Dicha estructura puede ser granular desordenada, de acumulación, de germinación, de penetración y otras.

La disparidad y gran amplitud de alteraciones de los parámetros físicos de las rocas sedimentarias quedan determinadas por las particularidades de la composición mineral, de la estructura y de la textura que acabamos de caracterizar.

§ 1. Rocas carbonosas

Los minerales principales que forman las rocas son la calcita y la dolomita, pero también pueden existir la siderita, los sulfatos de calcio (yeso y anhidrita) y los minerales arcillosos, con menos frecuencia los betunes. A medida que aumenta el contenido de impurezas de minerales arcillosos las rocas carbonosas, mediante las calizas arcillosas, están ligadas con las margas por transiciones graduales.

Según los índices estructurales se distinguen las rocas pelitoamorfas, oolíticas, cristalogranulares, clástico-detríticas, clástico-lodosas, esponjosas (cavernosas), y otras rocas carbonosas. La constitución de las rocas es desde las macizas y de estratos gruesos hasta las de placas finas. Como a todas las rocas duras a éstas es inherente la fisuración. Frecuentemente tienen karst.

La porosidad de las rocas carbonosas oscila en amplios límites: desde el 10 . . . 15 hasta el 35% y más (tabla 11).

Las rocas de estructura microgranular, de granos finos y pelitoamorfa son de resistencia mecánica máxima, alcanzando frecuentemente su límite de resistencia a la compresión $2000 \cdot 10^5$ Pa. La resistencia mecánica de las rocas de granos gruesos y, particularmente, la de las clástico-lodosas disminuye hasta algunas decenas de

Tabla 11

VALORES DE LA DENSIDAD DE LAS ROCAS CARBONOSAS

Rocas	Carácter de los valores δ, 10 kg·m⁻³	
	oscilaciones	que se encuentran más frecuentemente
Calizas	1,80...2,90	2,60...2,70
Dolomitas	1,90...3,0	2,60...2,80
Calizas margosas	1,50...2,80	2,20...2,40

pascales. Con la aparición de impurezas arcillosas en la composición de las rocas carbonosas se observa un aumento considerable del reblandecimiento y una reducción de la resistencia. Los procesos de cristalización y formación de brechas van acompañados de la elevación de la porosidad hasta un 10 . . . 15% y de la reducción de la resistencia mecánica hasta $1000 \cdot 10^5$ Pa y más (tabla 12).

En la tabla 13 se exponen los intervalos característicos de los valores del límite de resistencia de las calizas y de las dolomitas a la compresión. Sobre la resistencia mecánica de las rocas carbonosas ejerce un influjo muy considerable la disyunción por fisuración.

Según los datos de L. V. Shaumian la resistencia mecánica de las dolomitas microfisuradas del paleozoico de la plataforma de Siberia

Tabla 12

VALORES DEL LIMITE DE RESISTENCIA DE LAS CALIZAS A LA COMPRESION, 10^5 Pa

Rocas	Estructura				
	micro-granular	de grano fino	de grano medio	de grano no grueso	de brecha
Silíceas	2400	1400...1500	—	—	—
Bituminosas	—	900	750	—	—
Cristalino-granulosas	—	850...950	650	50	250...30
Arcillosas	—	350	—	—	—

Tabla 13

VALORES DEL LIMITE DE RESISTENCIA DE LAS ROCAS CARBONOSAS A LA COMPRESION

Calizas	σ_{com}, 10^5 Pa	Dolomitas	σ_{com}, 10^5 Pa
De granos finos	1000...1800	Monolíticas	500...1500
De granos gruesos	270...700	Microfisuradas	500...900
Bituminizadas	750...900	Detríticas y de lodo-detríticas	600...120
Detríticas y de lodo-detríticas	2450		

no supera (500 . . . 600) $\times$ 10^5 Pa, mientras la resistencia mecánica de las dolomitas monolíticas alcanza (1200 . . . 1300)·10^5 Pa.

Los parámetros de elasticidad también se encuentran en dependencia de la microfisuración. El módulo estático de elasticidad E_e de las dolomitas macizas de granos finos es de $1{,}2 \cdot 10^{10}$ Pa, y el de las dolomitas superfisuradas es de $7{,}5 \cdot 10^9$ Pa.

§ 2. Rocas de caliza arcillosa (margas)

Las margas pertenecen al grupo de rocas carbonoso-arcillosas con contenido de carbonatos desde el 25 hasta el 75%. Cuando el contenido del componente arcilloso es más elevado la roca se denomina caliza margosa, y cuando es menor se denomina marga arcillosa.

Por una serie de propiedades (elevado reblandecimiento, hidrofilia, capacidad de hincharse y dar deformaciones de contracción) las margas se aproximan a las rocas arcillosas con cementación carbonosa.

El esqueleto mineral de las margas con contenido elevado de carbonatos se forma de cristales de calcita con enlaces estructurales de naturaleza de cristalización. En las margas con contenido pequeño de carbonatos la calcita desempeña el papel de sustancia cementadora. Con esto se reduce el grado de dispersión y se eleva la agregación del componente arcilloso de la roca.

En el macizo (in situ) las margas están fisuradas, y a veces son de constitución en placas finas. En los afloramientos, al secarse, se agrietan, formando taludes detríticos de alta movilidad.

La resistencia mecánica de las margas húmedas y de alta porosidad, generalmente, no supera $(60 \ldots 70) \cdot 10^5$ Pa, pero cuando la humedad es de un 6 . . . 7% y la porosidad no es mayor del 35% la resistencia mecánica alcanza $(250 \ldots 300) \cdot 10^5$ Pa.

Por una serie de propiedades la creta y las rocas semejantes a ésta se aproximan a las rocas margosas. Las primeras constan de partes esqueléticas calcáreas de los microorganismos, cementadas con calcita. La cementación es poco resistente e inestable. Por esto, en estado húmedo, la roca se tritura fácilmente con las manos en partículas muy pequeñas. Al trastornar la estructura natural la creta saturada de agua adquiere fluidez tixotropa. La creta aérea seca es una roca bastante resistente: cuando su porosidad no supera el 40% el límite de resistencia a la compresión alcanza $(150 \ldots 170) \cdot 10^5$ Pa, y con el aumento de la humedad—porosidad la resistencia mecánica disminuye bruscamente.

Según la composición granulométrica de las cretas éstas son rocas de dispersión fina, la fracción predominante de las cuales la constituyen las partículas de 0,05 . . . 0,005 mm; el contenido de esta fracción alcanza el 80%. Con el aumento del material terrígeno (areno-arcilloso) tiene lugar cierta reducción de la porosidad y elevación de la densidad, siendo así que la roca pasa a ser marga semejante a la creta.

§ 3. Rocas arcillosas y areno-arcillosas petrificadas

Las rocas del grupo dado concomitan constantemente a los carbones fósiles de grados de carbonificación medio y elevado (metamorfismo), y también a las pilas areno-arcillosas terrígenas de las regiones montañosas plegadas. Dichas rocas también están difundidas en las pilas de rocas sedimentarias de las regiones de plataforma, donde generalmente yacen a profundidades de 500—600 m y más.

Este grupo queda representado por esquistos arcillosos y areno-arcillosos, argilitas y aleurolitas, la densidad de las cuales se caracteriza por los datos de la tabla 14.

La densidad de estas rocas depende del grado de litificación de contenido de material clástico y de ciertos minerales accesorios (por ejemplo, siderita, pirita y otros).

Los enlaces estructurales de las rocas arcillosas petrificadas, generalmente, tienen carácter de cementación. Por las superficies de los

microcontactos de las partículas los enlaces interminerales se realizan parcialmente a cuenta de las fuerzas de las valencias principales, y a veces con ayuda de los enlaces residuales de naturaleza acuocoloidal. Con esto se explica la gran amplitud de las variaciones de las propiedades de resistencia y de los exponentes de estabilidad de las rocas. En el *Donbás* las rocas contenedoras de carbón están fundamentalmente representadas por esquistos arcillosos, argilitas y aleurolitas. El grado de litificación y la resistencia de éstas se correlacionan con el nivel de metamorfismo de los carbones encerrados en su pila. Según las investigaciones de S. I. Malinin el límite de resistencia a la compresión de las rocas arcillosas de la cuenca, en la fase de la catagénesis, crece desde 120 hasta $180 \cdot 10^5$ Pa, y en lo sucesivo alcanza

Tabla 14

VALORES DE LA DENSIDAD DE LAS ROCAS ARCILLOSAS Y ARENO-ARCILLOSAS

Roca	Límites de las oscilaciones δ, 10^3 kg·m^3	Valores de δ que se encuentran más frecuentemente, 10^3 kg·m^3
Esquistos arcillosos	2,30...3,00	2,40...2,60
Argilitas	1,70...2,90	2,30...2,40
Aleurolitas	1,80...2,80	2,30...2,50

$370 \cdot 10^5$ Pa. No obstante, al nivel de los carbones de coque grasos (C—G), se registra cierta reducción de σ_{com}, que este investigador la relaciona con la elevación del contenido de micas secundarias, que se forman en la fase dada de litificación.

La presencia de carbonatos, así como la elevación del contenido de la fracción de aleurolitas (0,1 . . . 0,01 mm), disminuye un poco el efecto señalado. En las fases superiores de metamorfismo (semiantracitas y antracitas) aumenta considerablemente el contenido de cuarcita secundaria, hidromicas y muscovita. Tiene lugar una reestructuración total de las rocas contenedoras de carbón, su transformación en esquisto arcilloso o areno-arcilloso con anisotropía muy ostensible de las propiedades de resistencia y deformación (tabla 15).

El coeficiente de anisotropía de las propiedades mecánicas $K_{an} = 1{,}35 \ldots 2{,}5$.

Con la aparición de la sustancia carbonosa en la composición de las rocas contenedoras de carbón tiene lugar un debilitamiento considerable de las propiedades mecánicas de éstas. Su debilitamiento, por lo visto, queda determinado por la microfisuración elevada de las rocas dadas y, como consecuencia de esto, fragilidad. Las más debilitadas son las rocas denominadas "rizaditas" [1]), compuestas de argilitas, aleurolitas y (más raramente) de areniscas de

[1]) Las "rizaditas" se distinguen por el contenido elevado de restos de plantas (estigmas) y raíces de plantas encorvadas caprichosamente, distribuidos desordenadamente en la roca, que dan a la roca un aspecto de "rizado" peculiar.

granulación fina mezcladas entre sí. El contenido en éstas de sustancia carbonosa es de hasta el 5%.

Las rocas contenedoras de carbón del Donbás revelan ya fluencia plástica a tensiones que no superan el 70% de las de rotura. El valor de la fluencia plástica para el tiempo de estabilización alcanza un

Tabla 15

PROPIEDADES DE RESISTENCIA Y DEFORMACION DE LOS ESQUISTOS ARENO-ARCILLOSOS DEL DONBAS

Roca	Resistencia, 10^5 Pa				Propiedades elásticas		
	a la compresión σ_{com}		a la tracción σ_{tr}		módulo de elasticidad E, 10^{10} Pa	módulo de desplazamiento G, 10^{10} Pa	Coeficiente de Poisson μ
	$\parallel$ a la estratificación	$\perp$ a la estratificación	$\parallel$ a la estratificación	$\perp$ a la estratificación			
Esquistos arcillosos	70...660	70...370	5...70	20...150	7,5... ...4,50	3,1... ...2,03	0,1... ...0,39
Esquistos areno-arcillosos	150...870	70...630	10...45	30...140	6,0... ...4,5	2,8... ...1,8	0,1... ...0,30

Tabla 16

LIMITES DE RESISTENCIA A LA COMPRESION Y TRACCION DE LAS ARGILITAS Y ALEUROLITAS DE CUENCA DE KARAGANDÁ (SEGUN LAS INVESTIGACIONES DE Zh. M. KANDYBAEVA)

Profundidad de yacimiento, m	σ_{com}, 10^5 Pa	σ_{tr} 10^5 Pa
	desde—hasta	desde—hasta
220...858	Argilitas 162...508	20...35
220...858	Aleurolitas 122...397	7...31

150 . . . 370% de las elásticas. La amortiguación de la fluencia plástica con el tiempo se alcanza al transcurrir 600 h (Zh. S. Erzhanov).

Las argilitas y las aleurolitas de la cuenca de Karagandá están representadas por las variedades cuya resistencia crece sensiblemente con la profundidad (tabla 16).

§ 4. Rocas clásticas cementadas

En la composición del grupo dado entran diferentes areniscas, conglomerados, gravas y brechas con enlaces estructurales de naturaleza cementadora. Los factores principales que influyen sobre las propiedades de éstas son la composición y el tipo de cementación de la roca. Las rocas con cementación arcillosa y sericito-arcillosa tienen

resistencia mecánica mínima, mientras que las de cementación silícea tienen resistencia mecánica máxima. Con una misma composición de la sustancia cementadora las rocas con cementación de tipo de penetración (prensado), o regeneración, tienen mayor resistencia. Así, el límite de resistencia a la compresión de las areniscas de la serie de tunguss de la plataforma de Siberia con cementación intersticial arcillosa y arcilloso-sericítica no supera $850 \cdot 10^5$ Pa,

Tabla 17

VALORES DE LA DENSIDAD DE LAS ROCAS CLASTICAS CEMENTADAS

Roca	Valores característicos de δ, 10^3 kg/m^3	
	desde–hasta	que se encuentran frecuentemente
Areniscas	2,0...2,90	2,50...2,60
Esquistos arenosos	2,30...3,00	2,60...2,70
Conglomerados y brechas	1,60...3,00	—

mientras que con la misma composición del cemento, pero con cementación tipo de penetración o de regeneración, el límite de resistencia aumenta hasta 1180·10 Pa (L. V. Shaumian). Sobre la resistencia

Tabla 18

PROPIEDADES MECANICAS DE LAS ROCAS CLÁSTICAS CEMENTADAS DEL TONBÁS (SEGUN V. T. SHRUBKO)

Roca	Límite de resistencia, 10^5 Pa				Propiedades elásticas		
	a la compresión σ_{com}		a la tracción σ_{tr}		Módulo de elasticidad E, 10^{10} Pa	Módulo de desplazamiento G, 10^{10} Pa	Coeficiente de Poisson μ
	∥ a la estratificación	⊥ a la estratificación	∥ a la estratificación	⊥ a la estratificación			
Areniscas	200... ...1470	190... ...1050	20... ...100	30... ...220	150... ...640	71... ...260	0,1... ...0,29
Esquistos arenosos	190... ...890	120... ...690	15... ...60	20... ...250	120... ...475	50... ...250	0,1... ...0,4
Esquistos areno-arcillosos	150... ...870	70... ...630	10... ...45	30... ...140	60... ...450	28... ...180	0,1... ...0,38

mecánica ejerce una influencia determinada la densidad de la roca, cuyos valores característicos se exponen en la tabla 17.

La disminución ostensible de la resistencia de las rocas clásticas cementadas está relacionada con el contenido en su composición de material clástico de argilita, aleurolita, esquistos arcillosos, así como de rocas fuertemente meteorizadas de otros tipos litólogo-genéticos.

Las rocas clásticas cementadas del Donbás están representadas por areniscas y esquistos areno-arcillosos. Los conglomerados tienen mucha menos difusión. Predominan las areniscas de granulación heterogénea, principalmente, con cementación basáltica y contacto-intersticial de composición carbonoso-arcillosa e hidrómico-carbonosa. En el cemento, prácticamente, siempre existe cuarzo secundario y micas secundarias, cuyo contenido crece con el nivel de metamorfismo de los carbones encerrados en su pila. Las propiedades de resistencia mecánica y deformación se caracterizan por los datos de la tabla 18.

Las areniscas de la cuenca de Karagandá, generalmente, son de granulación media y fina y heterogénea, polimictas y de cuarzo-feldespato. La cementación es de composición arcilloso-carbonosa y

Tabla 19

LIMITE DE RESISTENCIA DE LAS ARENISCAS DEL DISTRITO INDUSTRIAL DE LA CUENCA DE KARAGANDÁ (SEGÚN ZH. M. KANDYBAEVA)

Variedad litológica de las areniscas	Profundidad de yacimiento, m	Límites de variación de las resistencias, σ, 10^5 Pa	
		σ_{com}	σ_{tr}
Ferruginosas, de granulación heterogénea y débil cementación	Hasta 150	$\frac{50...100}{350...470}$	$\frac{10...20}{50...65}$
Polimictas y de cuarzo-feldespato	150...500	$\frac{370...400}{550...600}$	$\frac{45...70}{110...130}$
De granos medios y finos	500...1000	$\frac{450...570}{820...922}$	$\frac{80...120}{145...160}$

Nota. En el numerador figuran las oscilaciones extremales de los valores mínimos de los límites de resistencia, y en el denominador los valores máximos.

carbonosa. El tipo de cementación es de contacto-intersticial e intersticial, y el contenido de sustancia cementadora es de hasta el 20%. En dependencia de la composición petrográfica del material clástico del cemento y del tipo de cementación las características de resistencia varían en amplios límites (tabla 19).

Para oscilaciones tan grandes de los parámetros de resistencia mecánica se observa la tendencia del aumento de éstos con la profundidad. Según los datos de Zh. M. Kandybaeva, en el intervalo de profundidades 500 . . . 600 m se registra una reducción brusca anómala del valor σ_{com} hasta 200 . . . 300·10^5 Pa, determinada por la variación de las características petrográficas de las rocas en las profundidades.

§ 5. Rocas halógenas

En la composición del grupo dado entran las representantes típicas de los sedimentos químógenos de las lagunas salíferas y de los lagos salinos: sales potásica y de piedra, yeso y anhidrita. Los minerales

constituyentes de estas rocas son el halito, la silvina, la carnalita, el yeso y la anhidrita. En calidad de impurezas figuran carbonatos, minerales arcillosos, hidróxidos de hierro, y también sustancias bituminosas. Dichas rocas se disponen en forma de yacimientos estratificados, lenticulares y de stock, cuyo espesor frecuentemente se

Tabla 20

PROPIEDADES FISICO-MECANICAS DE LA SAL GEMA Y DE LAS ANHIDRITAS (SEGUN LOS DATOS DE D. S. PISAREV)

Denominación de los índices y su dimensión	Sal gema			Anhidrita		
	límites fieles de las oscilaciones		medias aritméticas	límites fieles de las oscilaciones		medias aritméticas
	inferior	superior		inferior	superior	
Densidad mineralógica σ_0, 10^3 kg/m^3	2,19	2,20	2,20	2,85	2,90	2,87
Masa volumétrica σ, 10^3 kg/m^3	2,08	2,10	2,09	2,63	2,75	2,69
Porosidad n, %	4,66	5,50	5,08	4,07	5,75	4,92
Humedad W, %	0,26	0,31	0,28	0,33	0,53	0,43
Límite de resistencia a la compresión σ_{com}, 10^5 Pa	268	282	275	706	864	785
Límite de resistencia a la tracción σ_{tr}, 10^5 Pa	14	15	14,5	—	—	—
Límite al cizallamiento σ_{ci}, 10^5 Pa	68	73	68	211	259	235
Velocidad de las oscilaciones elásticas v, m/s	4,14	4,25	4,94	5,46	5,98	5,67
Coeficiente de Poisson μ	0,27	0,29	0,28	—	—	—
Módulo de elasticidad E, 10^{10} Pa	2,74	2,95	2,87	—	—	—
Módulo de cizallamiento G, 10^{10} Pa	1,09	1,17	1,09	—	—	—
Módulo de presión triaxial K, 10^{10} Pa	—	—	2,31	—	—	—

mide en centenares de metros. A menudo los stocks constituyen el núcleo de los pliegues diapiros salinos.

Según su estructura las rocas halógenas son variadas. Entre ellas se distinguen variedades con sustituciones estructurales, cristalización colectiva, cataclástica y cristalización disminulada. El rasgo general de las rocas halógenas es su elevada solubilidad en el agua (hasta 300 g/l y más a la temperatura $t = 30$ °C para el halito y la carnalita) [1]), plasticidad, higroscopicidad y muy mala resistividad

[1]) Aquí y en lo sucesivo el valor de la temperatura se da en la escala de Celsio. Para obtener la temperatura termodinámica de Kelvin (Sistema Internacional SI) se utiliza la correlación $T = (t + 273)$.

eléctrica (decenas y centenas de miles de $\Omega \cdot m$). Los yacimientos de sales potásicas son gasíferos. El desprendimiento de gas frecuentemente va acompañado de irrupciones súbitas de sales. En la composición de los gases predominan el nitrógeno, el gas carbónico, los gases combustibles (H, CH_4, hidrocarburos superiores) y los gases raros (principalmente argón).

Los contactos entre las capas e intercalaciones de distinta composición y estructura generalmente están muy debilitados. Por esto, en los techos de las excavaciones, estos contactos se destratifican fácilmente, formando bóvedas altas de configuraciones parabólicas. Las variedades de textura de macizo en las mismas condiciones están sometidas a flexión plástica lenta.

Llama la atención la consecuencia conocida de las propiedades físico-mecánicas de los halogenuros (tabla 20).

A profundidades no mayores de 100 . . . 120 m de la superficie la anhidrita, generalmente, se hidrata y pasa a ser yeso. La hidratación de la anhidrita se observa también cuando en la pila salífera existen lentes de salmuera. Se conocen casos de interestratificación de la anhidrita con el yeso. Durante la hidratación de la anhidrita el volumen inicial de la roca aumenta hasta el 64,9 %. Durante la deshidratación del yeso, por el contrario, tiene lugar una compresión volumétrica, acompañada del desarrollo de las grietas de tracción. La fisuración (cataclasis) también tiene lugar durante la hidratación de la anhidrita, pero en este caso las grietas son de tipo de compresión.

Según ciertos datos a las pilas salíferas (en particular, para los yacimientos de sal gema) es inherente la anisotropía.

Se ha establecido que el módulo volumétrico de elasticidad se encuentra en dependencia lineal con el módulo estático:

$$E_d = E_e + 0{,}8 \cdot 10^{10}\ \text{Pa}. \qquad \text{(I.6)}$$

El coeficiente de Poisson $\mu_d \approx \mu_e$.

B. Rocas arcillosas

§ 1. Conocimientos generales

Las rocas arcillosas, por su composición, son sistemas polidispersos. Se distinguen por su elevada hidrofilia y sensibilidad a las variaciones de la humedad.

Las propiedades específicas "arcillosas" de estas rocas quedan determinadas por la existencia en su composición de una fracción de arcilla-coloide de alta dispersidad con diámetro hidráulico de las partículas $<0{,}002$ mm [1]). Según el contenido de la fracción dada se distinguen las arcillas, las tierras arcillosas y las tierras arenosas, y

[1]) Se denomina diámetro hidráulico el diámetro de la bolita que cae en el agua a la misma velocidad que la partícula dada, independientemente de la forma de ésta.

también las variedades de éstas, considerablemente pulverizadas y de detritos gruesos (tabla 21).

La fracción de arcilla física está fundamentalmente representada por minerales de estructura lamelar: caolinita y haloisita, montmorillonita y beidellita, hidromicas (illita), clorito y algunos otros. Al destruirse estas fracciones se descomponen en escamas con espesor de 0,01 . . . 0,02 μ, e incluso 0,001 μ. Sus dimensiones por los planos de crucero generalmente están en los límites de 1 . . . 0,01 μ. Como

Tabla 21

CLASIFICACION DE LAS ROCAS ARCILLOSAS SEGUN SU COMPOSICION GRANULOMETRICA

Roca	Contenido de fracciones (mm), %			
	< 0,002	0,002 . . . 0,05	0,05 . . . 2,0	> 2,0
Rocas arcillosas propiamente dichas				
Arcillas	30	—	Más que de polvo	—
Tierras arcillosas	30 . . . 10	—	Idem	—
Tierras arenosas	10 . . . 3	—	Idem	—
Rocas pulverizadas arcillosas				
Arcillas pulverizadas	—	Más que de arena	—	—
Tierras arcillosas pulverizadas	30 . . . 10	Idem	—	—
Tierra arenosa pulverizada	10 . . . 3	Idem	—	—
Rocas arcillosas de detritos gruesos				
Arcillas con grava y cantos rodados y con cascajo	30	—	Más que de polvo	10 . . . 50
Tierras arcillosas con grava y cantos rodados y con cascajo	30 . . . 10	—	Idem	10 . . . 50
Tierras arenosas con grava y cantos rodados y con cascajo	10 . . . 3	—	Idem	10 . . . 50

resultado la fracción arcillosa posee una inmensa superficie específica de la fase mineral de fina dispersión y, respectivamente, una elevada densidad de energía superficial libre y una gran capacidad de adsorción.

En la fracción de dispersión fina también pueden haber carbonatos de calcio y ferroso y sustancia orgánica (principalmente húmica).

En la composición del polvo (0,002 . . . 0,05 mm) y de la fracción arenosa (0,05 . . . 2,0 mm), principalmente, predominan minerales, de estructura rígida y de armazón (cuarzo, feldespatos), y en

los detritos gruesos predominan, preferentemente, pedazos de rocas duras, de diferente dimensión y diverso grado de redondez (angulosidad).

En las rocas arcillosas una parte considerable de agua se encuentra en estado combinado, en forma de películas adsorbentes que envuelven las partículas minerales de las fracciones de alta dispersidad. El agua de constitución se compone de las partes inmóvil (de ligazón estable) y difusa (de ligazón floja). A cierta distancia de la superficie de las partículas minerales, que supera el radio de acción de las fuerzas superficiales, las moléculas de agua pasan al estado libre (de gravitación, fig. 20).

El nivel energetico del enlace del agua inmóvil (de constitución estable) es muy alto. Por esto el agua en esta capa, por sus propiedades, se diferencia ostensiblemente del agua libre: su densidad alcanza

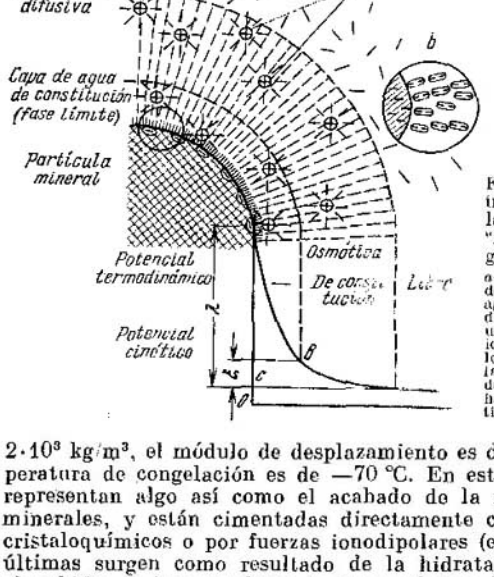


Fig. 20. Esquema de la interacción molecular de las fuerzas en el sistema "fase sólida—agua" (según N. A. Schitovich): a—esquema de la estructura de la película llosorbente de agua; b—disposición de los dipolos de agua alrededor de una partícula cargada eléctricamente; c—diagrama de los cambios de la magnitud de las fuerzas moleculares en dependencia de la distancia hasta la superficie de la partícula mineral

$2 \cdot 10^3$ kg/m^3, el módulo de desplazamiento es de $2 \cdot 10^5$ Pa y la temperatura de congelación es de —70 °C. En esta capa las moléculas representan algo así como el acabado de la red cristalina de los minerales, y están cimentadas directamente con éstos por enlaces cristaloquímicos o por fuerzas ionodipolares (electrostáticas). Estas últimas surgen como resultado de la hidratación de los cationes absorbidos en las superficies de las partículas. El contenido máximo de agua de constitución estable en las rocas arcillosas oscila entre 0,2 y 30%, principalmente en dependencia del grado de dispersidad y de la composición mineral de la fase dura de la roca, así como de la composición de los cationes absorbidos (energía de su hidratación).

En los minerales con red cristalina de tipo móvil el agua de constitución estable rellena también los espacios de las interempaquetaduras de la red cristalina (montmorillonitas).

Cuando la humedad supera la higroscopicidad máxima (W_{hig}) aparece una capa de agua de constitución floja. Una parte de las policapas de las moléculas de agua se retiene por las fuerzas electromoleculares del agua de constitución estable, y la otra se retiene por las fuerzas osmóticas. Esta última parte se forma mediante la absorción osmótica de las moléculas del agua intersticial libre por el agua de la capa difusa (de constitución floja), que se distingue por la concentración más elevada de iones.

Con la aparición del agua ligada osmóticamente la roca arcillosa pasa a estado plástico, y en este estado permanece solamente en un intervalo de humedad determinado.

Las películas de adsorción excluyen la posibilidad de establecer contactos reales de los granos minerales. Estos contactos siempre están envueltos por una película de agua de constitución. Esta última envuelve las partículas minerales y, en su composición, contiene partículas de coloide (principalmente hidrogeles de sílice y sustancias orgánicas), que tienen propiedades de encolar. Como resultado, entre las partículas minerales de las rocas arcillosas, se establece un tipo especial de enlaces estructurales: *de agua de coloides*. Este tipo comunica a las rocas arcillosas plasticidad, alta sensibilidad a las variaciones del estado de humedad y otras propiedades físicas específicas.

La resistencia mecánica de los enlaces estructurales de naturaleza acuoso-coloidal es en varios órdenes menor que la resistencia de los enlaces de naturaleza de cristalización y que la de los de cementación. Solamente con la disminución de la humedad (con la deshidratación) se registra cierta consolidación de la roca, pero, no obstante, su resistencia no alcanza nunca los valores característicos para las rocas semiduras.

La consolidación de la roca arcillosa es un proceso multiescalonado. En la fase inicial (fase del lodo arcilloso) se forma un armazón débil de partículas minerales ligadas entre sí por las fuerzas de atracción molecular y electrostática. En los poros del armazón mineral se retiene una masa considerable de agua inmovilizada (solución intersticial). En la fase dada el sedimento arcilloso es capaz de destruirse súbitamente bajo la acción, incluso, de cargas insignificantes. A los enlaces estructurales de este tipo se adoptó denominarlos tixotropo-reversibles [1]).

La compactación ulterior, a cuenta del estrujamiento de la humedad intersticial y del acercamiento de las partículas por las superficies de los microcontactos, conduce a la pérdida de las propiedades tixotropas. A medida que se aproximan las partículas aumenta la

[1]) Tixotropía es la propiedad de alterar el estado de consistencia y viscosidad de las suspensiones como resultado único del influjo mecánico (por ejemplo, conmoción). Estas alteraciones tienen lugar según el esquema: estado tixotropo ⇄ fluido ⇄ semiduro.

energía de los enlaces interpartículas de naturaleza molecular. Durante el acercamiento ulterior de las partículas a distancias inferiores al radio doble de acción de las fuerzas electrostáticas (es decir, al recubrir las envolturas hidrato-iónicas) entran en acción las fuerzas de Coulomb de repulsión de las esferas iónicas de las partículas vecinas con cargas de un mismo signo. La capacidad de las rocas arcillosas a hincharse (durante la hidratación) y contraerse (durante la deshidratación) está determinada por la acción de estas fuerzas.

En la fase dada de consolidación de los sedimentos arcillosos los enlaces estructurales son de *coagulación-condensación.*

A grados medios y altos de consolidación tiene lugar un endurecimiento de cementación de la roca arcillosa. Mediante las investigaciones de I. M. Gorikova se ha establecido que son cementadoras las sustancias que tienen afinidad molecular con la superficie de las partículas minerales. Tales son los hidrogeles de sílice, que aparecen en la superficie de las partículas de la fase sólida a cuenta de la hidrólisis de los silicatos, y también las sustancias orgánicas (principalmente húmicas). Estas sustancias se polarizan en presencia de los iones de calcio y cementan las partículas de la fase dura en los límites de las superficies de los microcontactos, con un espesor mínimo de las películas iono-hidratadas. Con esto surgen enlaces estructurales de *coagulación-cementación.* Como resultado la roca adquiere resistencia elevada (hasta 2 . . . 3)·10^5 Pa, mientras que la resistencia mecánica de las rocas cuyos tipos de enlaces estructurales es de coagulación-condensación no sobrepasa los valores 10^3 Pa.

Y, por último, como resultado de la precipitación de las sustancias minerales de la solución intersticial sobresaturada, se forma el *tipo de enlaces estructurales* denominado *de cementación.* La sustancia cementadora, al principio, sustituye generalmente a las películas iono-hidratadas en las superficies de los microcontactos de las partículas (es decir, surge el tipo de cementación de contacto), y después puede rellenar parcialmente, o por completo, el espacio intersticial e incrustar las paredes de los poros y las grietas de la roca. A medida que los enlaces estructurales de coagulación-cementación se van sustituyendo por los de cementación la roca arcillosa adquiere propiedades de cuerpo semiduro.

§ 2. Particularidades de la estructura-textura

Al sedimentarse la precipitación con contenido elevado de fracción arcillosa se forma la estructura celular-floculer. Durante la sedimentación simultánea de las fracciones arcillosa, arenosa y pulverizada surgen estructuras heterogéneo-celulares más complicadas, en las que las partículas de las fracciones más grandes están cimentadas entre sí con partículas arcilloso-coloidales. Tales son algunas de las *criptoestructuras primarias* de las rocas arcillosas (figs. 21, 22).

En el proceso de envejecimiento y cristalización de los coloides, deshidratación y compactación del sedimento, así como durante la

formación mineralógica postsedimentaria y cementación, surgen las *estructuras secundarias* de las rocas arcillosas. En ellas la sustancia arcillosa tiene, generalmente, estructura cristalina oculta o

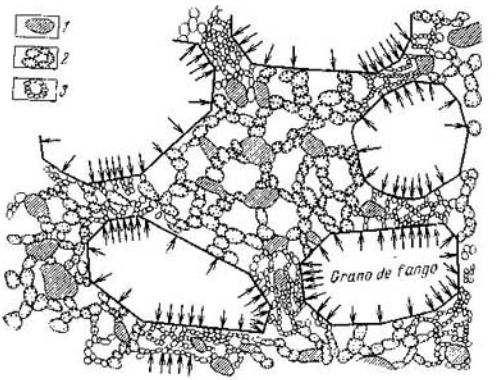


Fig. 21. Esquema de la criptoestructura del fango marítimo (según A.Casagrande)
1—partículas de arcilla; *2*—coloides de compactación débil; *3*—coloides de compactación fuerte

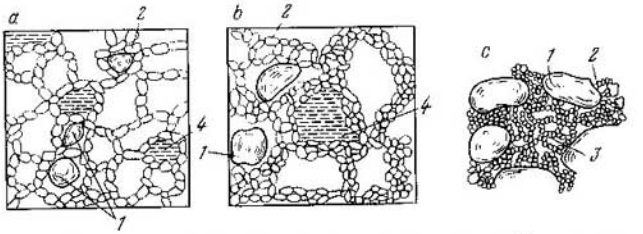


Fig. 22. Algunos tipos de la criptoestructura de los sedimentos arcillosos:
a—celular; *b*—celular-algodonada; *c*—celular heterogénea; *1*—partículas arenosas y de aleurolitas; *2*—partículas arcillosas, que forman células; *3*—partículas arcillosas compactadas y de coloides; *4*—agua oprimida

estructura microcristalina y, menos frecuentemente, estructura geleforme (amorfa). La disposición de las partículas en ellas puede ser ordenada o escamoso-embrollada, y en las arcillas arenosas se forman estructuras de tipos arcilloso-clásticos.

Los procesos de compactación y formación de estructuras, habitualmente, se relacionan con la acción compactadora de todas las pilas suprayacentes de rocas (es decir, presión petrostática). De acuerdo con semejantes nociones se debe esperar un crecimiento normal de la densidad de la roca con la profundidad. Según ciertos datos se registra

una dependencia lineal entre el coeficiente de porosidad ε y el logaritmo de la profundidad a la que yace la roca

$$\varepsilon_n = \varepsilon_1 - \alpha \lg h, \qquad (I.7)$$

donde α es el coeficiente de compactación de la roca; ε_1 y ε_n son los coeficientes de porosidad de la roca a profundidades de 1 y n m.

El proceso de compactación y litificación de las rocas arcillosas, en su conjunto, se realiza no sólo a cuenta de la fuerza de gravedad (masa de las rocas suprayacentes), sino también a cuenta de la energía

Tabla 22

CATEGORIAS DE LA DENSIDAD DE LAS ROCAS ARCILLOSAS (SEGUN I. M. GORIKOVA)

Grado de densidad	Densidad, 10^3 kg/m^3	Porosidad n, %	Tipos de enlaces estructurales	Coeficiente de agregación*, %
Débil	0,3...1,2	50	Tixotroporeversible	Partículas $<$ $<1...5\,\mu=7$
Media	1,3...1,65	50...25	De coagulación-condensación	Partículas $<1\,\mu$ desde 50 hasta 45, partículas $5\,\mu-1$
Alta	1,66...2,20	25...30	De coagulación-cementación	Partículas $<1\,\mu$ desde 6 hasta 38, partículas $5\,\mu$ desde 20 hasta 30

* Aglutinación de las partículas de las dimensiones indicadas

superficial libre de los componentes minerales. En las rocas arcillosas estos procesos tienen en cierto grado carácter entrópico espontáneo. Durante estos procesos se observa una sustitución de asociaciones de una gran cantidad de minerales inestables por asociaciones de menor cantidad, pero de minerales más estables, fenómenos de descristalización espontánea de la sustancia coloidal, y otros. Al número de procesos de semejante género se puede referir, por ejemplo, la sustitución de los minerales con red cristalina móvil e inestable por minerales con tipos de redes cristalinas más estables (por ejemplo, la montmorillonita por las hidromicas), durante los cuales se desprende el sílice secundario, al mismo tiempo que tiene lugar la agregación y la cementación de las partículas minerales. Sin embargo, como es obvio, semejante género de procesos postsedimentarios pueden transcurrir más intensamente en condiciones de elevación de la temperatura y de la presión.

Según su densidad las rocas arcillosas se subdividen [17, 32] en rocas de compactación débil, media y alta (tabla 22).

§ 3. Propiedades acuo-físicas

El agua comprendida en los poros, constituye la humedad natural W de la roca. Esta humedad se expresa por la relación entre la masa de agua y la masa de la roca seca (en %). La humedad relacionada al volumen de los poros se denomina *coeficiente de saturación con* agua K_w Este caracteriza el grado de llenado del espacio intersticial de la roca con agua y puede ser calculado con las dependencias siguientes:

$$K_w = \frac{W\delta_0}{n} = \frac{W\delta_c}{\varepsilon} = \frac{W\delta(1-n)}{\partial} = \frac{W}{W_{c.t.h}}, \qquad (I.8)$$

donde W_{cth} es la capacidad total de humedad de la roca. Cuando $W = W_{c.t.h}$ la roca arcillosa representa en sí un *sistema bifásico*: esqueleto mineral + agua. En la mecánica de los suelos se ha adoptado denominar semejante sistema por *masa freática*. Cuando $K_w < 1$ la roca es un sistema trifásico: esqueleto mineral + agua + aire.

El grado de saturación con agua influye sobre el estado de la roca arcillosa. La roca arcillosa secada al aire, al humedecerla, al principio se ablanda, después pasa a estado plástico y, al alcanzar cierto estado de humedad, adquiere consistencia fluida. Los valores de la humedad en porcentaje del peso, durante los cuales la roca pasa de un estado de consistencia a otro, recibieron el nombre de *límites de plasticidad*. Se distinguen los límites superior W_s e inferior W_i de plasticidad. El primero de estos corresponde a la humedad por debajo de la cual la roca se encuentra en estado plástico, y por encima en estado fluido. El segundo límite corresponde a aquella humedad por debajo de la cual la roca pasa del estado plástico al no plástico (comienza a desigajarse). El límite inferior de plasticidad se aproxima, o es igual, a aquel estado de humedad por debajo del cual el agua se encuentra en estado de constitución. Por encima del límite inferior de plasticidad aparece el agua libre (capilar y gravitacional).

La diferencia entre los límites superior e inferior de plasticidad se denomina número de plasticidad: $\varphi = W_s - W_i$. El número de plasticidad evidencia la amplitud de la humedad en cuyos límites la roca arcillosa se encuentra en estado plástico.

La magnitud del número de plasticidad depende de muchos factores y, ante todo, de la composición granulométrica de la roca: la magnitud aumenta con el incremento del contenido de fracción arcillosa (partículas $<0{,}002$ mm). Sobre el número de plasticidad influye también la composición mineral de la roca: con la elevación del contenido de minerales arcillosos (que son las partes componentes más activas en las interacciones interfásicas) aumenta también el número de plasticidad. Y, por último, el número de plasticidad refleja ostensiblemente las variaciones de la composición química de los cationes, absorbidos en la capa superficial de las partículas minerales, y también de la composición y concentración de las sales en el agua de constitución débil. Con esto los cationes monovalentes (K^{+1}, Na^{+1}, Li^{+1}), que tienen energía de hidratación más elevada, aumentan la

plasticidad de las arcillas. La sustitución de los cationes monovalentes por cationes bivalentes (Ca^{+2}, Mg^{+2}) ejerce un efecto inverso.

De tal modo, el número de plasticidad refleja muchas particularidades de la composición (y, por consiguiente, de las propiedades) de la roca y puede ser utilizado en calidad de cierta característica generalizada de la roca arcillosa.

Según los valores de los coeficientes de porosidad en estado de humedad natural y de estructura ε, y cuando las humedades corresponden a los límites de plasticidad superior ε_s e inferior ε_i, se puede valorar el grado de compactación de la roca arcillosa

$$k_d = \frac{\varepsilon_s - \varepsilon}{\varepsilon_s - \varepsilon_i}.$$

Los valores ε_s y ε_i se obtienen mediante la multiplicación de las humedades W_s y W_i por la densidad mineralógica δ_0, es decir, $\varepsilon_s = W_s\delta_0$ y $\varepsilon_i = W_i\delta_0$.

Según los valores de k_d V. A. Priklonski recomendó distinguir los siguientes estados de compactación de las rocas arcillosas (tabla 23).

Al número de las características acuo-físicas importantes de las rocas arcillosas pertenecen también los índices de hinchamiento y contracción, pegajosidad, remojamiento, propiedades capilares e impermeabilidad.

El incremento del volumen de la roca arcillosa durante su mojamiento con agua se denomina *hinchamiento*. El fenómeno opuesto,

Tabla 23

ESTADO DE COMPACTACION DE LAS ROCAS ARCILLOSAS (SEGUN V. A. PRIKLONSKI)

Niveles de compactación	Estado de compactación	Cuando
I	No compactado, mullido	$\varepsilon > \varepsilon_s$ y $k_d < 0$
II	Estado inicial de compactación	$\varepsilon = \varepsilon_s$ y $k_d = 0$
III	De compactación media	$\varepsilon_i < \varepsilon < \varepsilon_s$ y $0 < k_d < 1$
IV	Compactado	$\varepsilon = \varepsilon_i$ y $k_d = 1$
V	Supercompactado	$\varepsilon < \varepsilon_i$ y $k_d > 1$

la compresión de la roca durante la deshidratación, se denomina *contracción*. Ambos estos fenómenos son de naturaleza osmótica; tienen lugar cuando existe diferencia de concentración de las sales en la solución intersticial y en el agua exterior que rodea la roca. Si la concentración de sales en la solución intersticial supera la concentración del agua exterior entonces se observa una succión osmótica de agua, acompañada del hinchamiento de la roca. Cuando la correlación de las concentraciones de sales es inversa se observa una contracción de la roca.

El hinchamiento de la roca se caracteriza por: a) la magnitud del incremento del volumen de la roca respecto al volumen inicial;

b) la magnitud de la presión, engendrada por el hinchamiento, que se expresa en pascales, y c) la humedad de hinchamiento, que corresponde a la humedad de la roca durante la cual cesa el aumento del volumen de ésta.

La contracción se caracteriza por la contracción lineal o por la volumétrica:

la contracción lineal $l = \frac{l_0 - l_1}{l_0} 100\ \%$;

y la contracción volumétrica

$$V = \frac{V_0 - V_1}{V_0} 100\%,$$

donde l_0 es la longitud inicial de la barreta de la roca que se investiga; l_1, su longitud al alcanzar el límite de contracción; V_0, el volumen inicial de la roca húmeda, cm^3; V_1, el volumen de la roca al alcanzar el límite de contracción, cm^3.

Pegajosidad. Los enlaces internos intergranulares entre las partículas de la roca arcillosa determinan no sólo la coherencia y plasticidad, sino también la pegajosidad, es decir, la capacidad de las

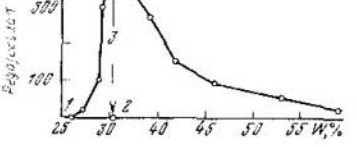


Fig. 23. Gráfico de la dependencia entre la pegajosidad de la roca y la humedad (según E. M. Sergúcev):
1—humedad de la pegajosidad inicial; 2—humedad de la pegajosidad máxima; 3—pegajosidad máxima de la roca

rocas a pegarse a los objetos extraños. La característica numérica de la pegajosidad es la fuerza (Pa) que es menester aplicar para arrancar la arcilla de una superficie metálica.

Con el aumento de la humedad la pegajosidad aumenta al principio, y después disminuye bruscamente (fig. 23). La humedad durante la cual la roca adquiere pegajosidad máxima se denomina *humedad de la pegajosidad máxima*. La pegajosidad se relaciona con la viscosidad y adhesividad de la película del agua de constitución floja, que comienza cuando el espesor de esta película es determinado para las condiciones dadas. Hasta la humedad de pegajosidad inicial las moléculas de agua se retienen por las fuerzas potentes de la atracción molecular de las partículas minerales y, por eso, no son capaces de entrar en interacción con otros cuerpos. Al crecer la humedad de la roca, y con el engrosamiento correspondiente de la película del agua de constitución floja, las moléculas de agua en las partes periféricas de esta película se atraen con igual fuerza tanto por las partículas minerales como por la superficie del objeto extraño. Este estado corresponde a la humedad de la pegajosidad máxima. Durante el

engrosamiento ulterior de la película del agua de constitución floja las moléculas de las partes periféricas de ésta ya se encuentran tan apartadas de las partículas minerales que se desprenden fácilmente de su superficie. Esto corresponde a la reducción de la pegajosidad de la roca.

La pegajosidad, igual que la plasticidad de las rocas arcillosas, depende de la composición granulométrica y mineral y composición de las bases absorbidas. Con el aumento del contenido de partículas arcillosas aumenta también la pegajosidad de la roca, pero hasta un límite determinado: cuando el contenido de partículas arcillosas excede de un 50 . . . 60% la pegajosidad de las rocas permanece constante (V. V. Ojotin). La pegajosidad aumenta con el incremento del contenido en la roca de minerales hidrófilos, por ejemplo, montmorillonita [1]). Al sustituir en la base absorbida los cationes bivalentes por cationes monovalentes aumenta la pegajosidad. Esta también depende de la característica de aquella superficie a la que se pega la roca, asimismo como de la composición de la fase líquida de la roca. El contenido en el agua de sustancias coagulables, a las que es propia la adsorción positiva, conduce a la disminución de la pegajosidad; cuando la adsorción es negativa la pegajosidad debe aumentar.

El remojamiento de las rocas arcillosas se expresa en la desintegración (por completo o en agregados gruesos) durante la inmersión en el agua; el remojamiento pertenece al número de índices fundamentales de la resistencia de las rocas arcillosas al agua. Según el grado de resistencia al agua se distinguen rocas arcillosas no resistentes al agua (por ejemplo, el loes), de débil resistencia y relativamente resistentes. Las rocas no resistentes al agua se desintegran en ésta rápidamente en microagregados y en partículas minerales elementales: granos de polvo, arena y arcilla. Para las rocas de débil resistencia al agua es característica una menor intensidad de desintegración y, además, sólo en agregados gruesos: láminas, pedazos angulares, agregados de granulación fina, etc. Como ejemplo de tales sirven las rocas arcillosas sedimentarias de la corteza de meteorización. La mayoría de las rocas arcillosas en estado fresco, no meteorizadas, no se disgregan en el agua y solamente se ablandan.

Para la característica del remojamiento de la roca se determina el tiempo de remojamiento, el carácter de la desintegración de la muestra y la estratificación de la roca remojada.

Las propiedades capilares de las rocas arcillosas se pueden expresar mediante la altura de la elevación capilar y velocidad de elevación de la humedad capilar desde la superficie libre del agua.

La elevación del agua en la roca por los poros capilares frecuentemente se considera como el resultado de la acción de la fuerza susten-

[1]) Como ya se señaló, la montmorillonita tiene red cristalina móvil. Bajo el influjo de las intercalaciones acuosas, que se encuentran entre los paquetes con empaquetadura densa de los átomos en la red cristallina, se observa el denominado hinchamiento de intercristalización. Por esto se explica la elevada hidrofilia y pegajosidad de las rocas arcillosas con montmorillonita.

tadora de los meniscos concavos, que surge en las rocas durante la interacción del agua con las partículas duras. El valor de esta fuerza, referido a la unidad de superficie del menisco, se determina por la fórmula de Laplace

$$\theta = \alpha \frac{2}{R}, \tag{I.9}$$

donde α es la tensión superficial del líquido y R, el radio de curvatura del menisco.

El radio de curvatura del menisco se encuentra respecto al diámetro del capilar en la siguiente dependencia:

$$R = \frac{d}{2 \cos \theta}, \tag{I.10}$$

donde d es el diámetro y 0, el ángulo de contacto del mojado.

La altura y la velocidad de la elevación capilar también dependen de la fuerza de la interacción electroquímica entre la superficie de los granos minerales y el agua. Por esto, la altura y la velocidad de la elevación capilar varían no sólo en dependencia de la composición granulométrica, densidad y estructura de la roca, sino también en dependencia de la composición mineral, composición de los cationes de intercambio y ciertas otras particularidades de la composición sustancial de la roca, asimismo como en dependencia de la composición química del agua.

Según los datos de P. S. Kosovich, el agua subterránea en los loes, bajo la acción de las fuerzas capilares, se eleva hasta 4 m en el transcurso de dos años, y en las rocas arcillosas de aspecto no loésico la altura máxima de elevación capilar alcanza 8 m.

En las tierras arcillosas y en las arcillas suaves la saturación con cationes monovalentes provoca el incremento de la altura de la elevación capilar; en las arcillas pesadas su saturación con sodio da un efecto opuesto.

Mediante las investigaciones de B. B. Polynov se estableció que el traslado capilar de la solución acuosa va acompañado de la diferenciación de ésta. Así, por ejemplo, al elevar una solución de cloruro sódico y de sulfato sódico este último se desprende del primero y, por ello, en la zona superior de la saturación capilar de la roca, se observa un aumento de la concentración del cloruro sódico.

Permeabilidad de las rocas arcillosas. Según los índices de permeabilidad las rocas arcillosas pertenecen a las semipermeables, con coeficiente de filtración k_f desde 1 hasta 0,001 m/día (tierra arenosa y tierra arcillosa suave), y prácticamente impermeables, con coeficiente de filtración menor de 0,001 m/día.

Para ciertas rocas arcillosas son características las variaciones bruscas de los índices de permeabilidad en dependencia de la dirección del movimiento del agua. A estas rocas, por ejemplo, pertenecen los loes, las rocas loésicas y las arcillas de estratificación fina y microestratificación. Para semejantes rocas los coeficientes de

filtración se determinan en las direcciones de perpendicularidad mutua: normales y paralelas a los elementos fundamentales de la textura de la roca (a los planos de estratificación) y a las grietas de disyunción. Puesto que la mayor parte del agua en las rocas arcillosas se encuentra en estado de constitución, y no en estado libre, a ésta se la puede poner en movimiento, por ejemplo, aumentando la carga sobre la roca arcillosa, es decir, aumentando el gradiente de la filtración.

Los experimentos de S. A. Roz y otros demostraron que en las arcillas el agua comienza a moverse solamente después que el gradiente de filtración rebasa cierta magnitud determinada, que se denomina *gradiente inicial*, o *gradiente del umbral de filtración* I_{in}. Es evidente que al aumentar la carga sobre la arcilla al principio se exprime el agua libre (gravitacional y capilar), y cuando la presión es alta se exprime la capa de agua de constitución débil. Si el gradiente provocado actúa sobre la arcilla durante largo tiempo entonces el estrujamiento del agua puede tener lugar a gradientes más bajos que cuando la acción es de corta duración.

Sobre la magnitud del gradiente inicial de filtración ejercen un influjo importante la composición mineral, mejor dicho, la hidrofilia de los minerales, la densidad de la roca, asimismo como la composición química de la solución intersticial y su temperatura.

El gradiente inicial, por lo visto, está provocado por la reducción del diámetro efectivo de los poros como resultado de la formación de películas de agua de constitución. Para desplazar esta agua se requiere aplicar cierta presión, igual a I_{in}. Cuando $I > I_{in}$ la mayor parte del agua de constitución débil se pone en movimiento conjuntamente con el agua libre.

Semejante suposición se encuentra de acuerdo con el hecho de la reducción del gradiente inicial de filtración al aumentar en la solución intersticial la concentración de los electrólitos y la temperatura. Cuando la concentración de los electrólitos en la solución intersticial es de 2 . . . 3 n. el valor $I_{in} \approx 0$.

§ 4. Propiedades mecánicas

Los parámetros principales de las propiedades mecánicas de las rocas se obtienen mediante los ensayos a la compresión en las condiciones de ausencia de expansión (compresión) lateral y, al existir estas condiciones, también con los ensayos de desplazamiento.

Los ensayos de compresión se efectúan en instrumentos especiales, los odómetros, el esquema de principio del dispositivo de los cuales se expone en la fig. 24. La muestra de la roca se introduce en el manguito metálico entre dos placas porosas. Durante la carga sucesiva de la placa superior la roca se comprime, y el agua intersticial se exprime al exterior a través de las placas porosas. Para evitar el hinchamiento de la muestra de roca después de la entrada del agua la placa superior se fija con retenes. La deformación de compresión

de la roca se determina mediante el micrómetro. Los resultados obtenidos respecto a las deformaciones en los diversos escalones de la carga se marcan en el gráfico con coordenadas $\varepsilon - p$ (fig. 25) y se obtiene la curva de compresión (diagrama de compresión).

Si la roca arcillosa está saturada íntegramente de agua, es decir, se encuentra en estado de masa de tierra, la compresión de semejante roca sólo es posible si se desagua la roca. Por esto, la velocidad de

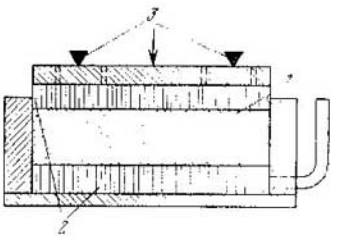


Fig. 24. Esquema del dispositivo del odómetro:
1—muestra de roca; 2—placas porosas; 3—retenes

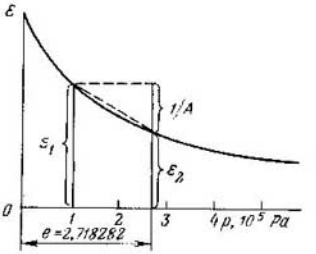


Fig. 25. Curva de compresión y cálculo de sus parámetros

conclusión del proceso de compresión en cualquier escalón de la carga depende de la impermeabilidad de la roca al agua y del espesor de su capa (o de la muestra).

Durante la descarga la muestra de la roca, que hasta entonces estaba comprimida, comienza a hincharse. Sin embargo, el restablecimiento del volumen inicial no es completo, sino parcial. Como ya

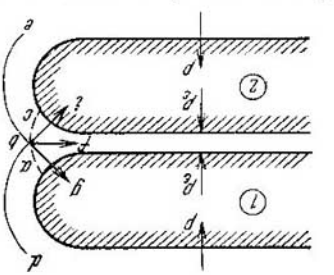


Fig. 26. Esquema de la acción acuñadora de una película fina de agua (según A. F. Lebedev)

so demostró, el proceso de hinchamiento tiene naturaleza osmótica. El esquema mecánico de la succión osmótica se puede representar en forma de esquema (fig. 26). Supongamos que existen dos partículas 1 y 2 acercadas a una tal distancia que entre ellas comienzan

a actuar las fuerzas moleculares de atracción. El agua de constitución débil entre las partículas ha sido botada parcialmente por las fuerzas p (carga exterior). En el punto b las moléculas de agua experimentan la atracción tanto de la partícula superior como de la inferior. Las magnitudes de las fuerzas de atracción están representadas por los vectores $b—q$ y $b—i$. Su resultante $b—f$ está orientada en la dirección opuesta a la del arrojamiento del agua por la fuerza exterior p. Por esto, la fuerza resultante $b—f$ trata de interponer la capa de agua de constitución molecular y apartar las partículas. La acción acuñadora de las capas finas de agua es el fundamento del hinchamiento de las rocas arcillosas.

Es evidente que la compresión de la roca arcillosa en estado de masa de tierra solamente puede tener lugar en caso de que la presión exterior p supere la presión de hinchamiento $b—f$ y provoque la destrucción de la estructura fina de la roca.

El diagrama de compresión (curva de compresión) para la masa de tierra con pequeña resistencia mecánica de los enlaces estructurales, o bien de las rocas con estructura quebrantada, tiene el aspecto de una curva logarítmica regular:

$$\varepsilon = \varepsilon_1 - \frac{1}{A} \ln \frac{p}{p_1}, \tag{I.11}$$

donde A es la constante de la curva que, numéricamente, es igual a

$$A = \frac{1}{\varepsilon_1 - \varepsilon_0};$$

aquí ε_1 es el coeficiente de porosidad cuando $p = 10^5$ Pa; ε_0 es el mismo coeficiente, pero cuando $p = p_0 = 2{,}718 \cdot 10^5$ Pa.

En un intervalo pequeño de presiones $(1—3) \cdot 10^5$ Pa la ecuación (I.12) se puede sustituir por la ecuación de la recta

$$\varepsilon = A - ap, \tag{I.12}$$

donde A es el segmento que se corta en la ordenada ($p = 0$); a, el coeficiente angular de la recta (línea punteada en la fig. 26), igual a

$$a = \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{p_2 - p_1}, \quad \text{m}^2/\text{N}. \tag{I.13}$$

El coeficiente angular a se denomina *coeficiente de compresibilidad*.

La rama inversa de la curva de compresión (diagrama de hinchamiento) exteriormente recuerda el restablecimiento elástico no lineal de la forma de los cuerpos sólidos. Pero, como ya se señaló, el restablecimiento de la forma aquí es fundamentalmente el resultado del trabajo de las fuerzas osmóticas, que aspiran el agua durante la descarga y suscitan el efecto de dilatación volumétrica.

Durante la compactación reiterada con una carga que supera la inicial, la curva de hinchamiento no coincide con la curva inicial de compactación (tendrá lugar la histéresis), y la curva de compactación, sólo comenzando desde el punto a (fig. 27), será la conti-

nuación de la curva de compactación *Oa* para la carga precedente. Como resultado se obtiene la curva experimental *Oabc*, que es la rama principal del diagrama de compresión. De aquí se deduce que la curva de la compactación cíclica de la masa de tierra, en principio, no se diferencia de la curva construida según los datos de la compactación continua.

Según el valor del coeficiente de compactación a las rocas arcillosas se subdividen en: prácticamente incompresibles ($a < 0{,}001$), de débil compresibilidad ($a = 0{,}001—0{,}005$), de compresibilidad media ($a = 0{,}005—0{,}1$), de compresibilidad elevada ($a = 0{,}01—0{,}1$) y de supercompresibilidad ($a > 0{,}1$).

El coeficiente de compresibilidad es una magnitud inconstante y, por esto, no sirve para la apreciación de la compresibilidad de la

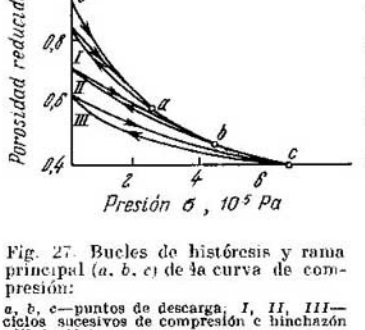


Fig. 27. Bucles de histéresis y rama principal (*a, b, c*) de la curva de compresión:

a, b, c—puntos de descarga; *I, II, III*—ciclos sucesivos de compresión e hinchazón (dilatación)

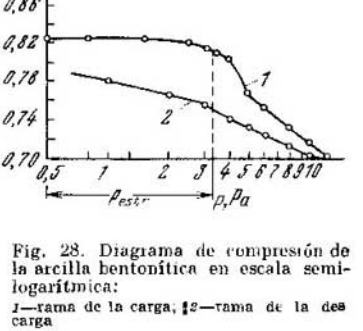


Fig. 28. Diagrama de compresión de la arcilla bentonítica en escala semilogarítmica:

1—rama de la carga; *2*—rama de la descarga

roca en un intervalo grande de presiones. Con este fin se debe enderezar la curva de la compresión en una gama considerable de presiones, utilizando para ello el diagrama de la compresión en coordenadas semilogarítmicas (ε — lg p). El coeficiente angular de la curva, que se denomina *coeficiente de compresión* (magnitud adimensional), es igual a

$$a_k = \frac{\Delta\varepsilon}{\Delta \lg p}. \qquad (I.14)$$

El diagrama de compresión en la construcción semilogarítmica permite determinar también la magnitud de la resistencia estructural de la roca p_{est} por el viraje de la curva de compresión (fig. 28), que numéricamente es igual a la abscisa del punto de viraje de la curva. Al alcanzar $p = p_{est}$ tiene lugar el quebrantamiento de los enlaces estructurales y, simultáneamente, varían los parámetros y la confi-

guración de la curva de compresión. En particular, crece el coeficiente de compactación y la parte de deformación irreversible por compresión en la deformación total de la roca.

Como demostraron las investigaciones de A. S. Jramushev, posteriormente confirmadas por Casagrande, en los diagramas de compresión de las rocas arcillosas de grado medio y elevado de compactación se descubren dos y más puntos de viraje que, por lo visto, *corresponden a los quebrantamientos de los enlaces estructurales de diversas generaciones*, que se formaron en la roca en las diferentes etapas de la catagénesis.

Por los datos de las investigaciones de compresión se pueden obtener los valores del módulo normal de elasticidad $E_n = (1 - A)/a$ y del módulo de deformación total $E \approx 1/a$.

Fenómeno de consolidación. Como ya se señaló, el proceso de compactación (descompactación) de la roca arcillosa transcurre durante largo tiempo una vez aplicada (quitada) la carga, y durante este

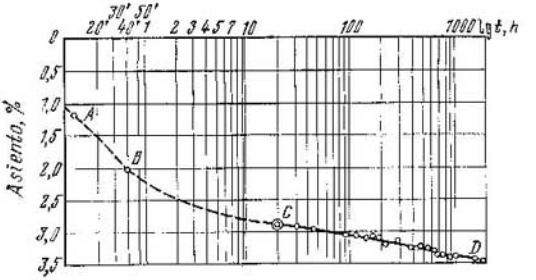


Fig. 29. Diagrama de la consolidación "secular" de la roca arcillosa

tiempo tiene lugar el estrujamiento (o absorción) del agua. Esto es una particularidad importante del comportamiento de deformación de las rocas arcillosas.

El proceso de compactación de las rocas arcillosas con carga constante (p = const) se denomina *consolidación*. Este proceso se caracteriza por el gráfico de la dependencia entre las deformaciones y los logaritmos del tiempo (fig. 29).

El gráfico de consolidación de la roca arcillosa en el aspecto típico se compone de la curva inicial AB y de dos segmentos rectilíneos BC y CD, unidos por una curva suave, que caracterizan la denominada *consolidación "secular"*. El segmento AB caracteriza el asentamiento normal.

El primer segmento rectilíneo de la consolidación secular BC expresa la denominada *consolidación primaria*. En este segmento la consolidación de compactación queda determinada fundamentalmente por la impermeabilidad de la roca al agua y el desagüe en la misma.

El segundo segmento rectilíneo *CD* corresponde a la *consolidación secundaria*, cuando la compresión tiene lugar no sólo a cuenta del estrujamiento del agua, incluyendo la envoltura de constitución débil, sino también como resultado de la compresión volumétrica del esqueleto mineral de la roca (G. I. Pokrovski), compactación de las envolturas adsorbidas de carácter de geles de las partículas minerales, desplazamiento de las partículas a otra posición más estable, y otros.

Compresión de las rocas arcillosas al existir condiciones de expansión lateral. En los ensayos la compresión es unidimensional. En las condiciones de una posible expansión lateral la compresión va acompañada por los fenómenos de desplazamiento y de deformación plástica y, por esto, no sólo tiene un carácter más complejo, sino también adquiere multietapas. Así, cuando la tensión que se comunica mediante una estampa rígida crece continuamente, se observan

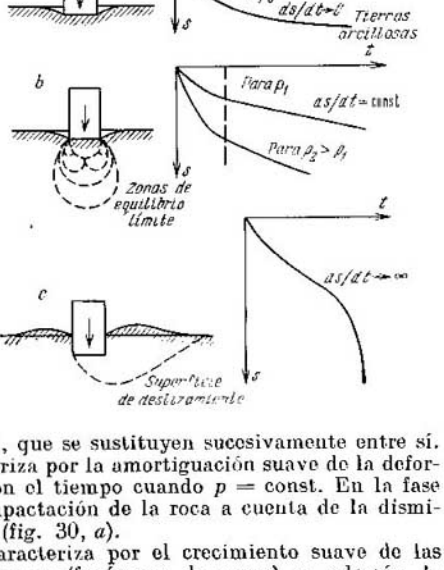


Fig. 30. Fases del estado de tensión de la roca arcillosa bajo una estampa (según N. A. Tsitovich):
a—fase de compactación, *b*—fase de los desplazamientos, *c*—fase de extrusión y diagramas correspondientes del curso de las deformaciones (asientos) con el tiempo $\delta = f(t)$

tres fases de deformación, que se sustituyen sucesivamente entre sí. *La primera fase* se caracteriza por la amortiguación suave de la deformación de compresión con el tiempo cuando $p = \text{const}$. En la fase dada se observa una compactación de la roca a cuenta de la disminución de la porosidad (fig. 30, *a*).

La segunda fase se caracteriza por el crecimiento suave de las deformaciones con el tiempo (fenómeno de creep) y, además, la velocidad de deformación, después de alcanzar cierta magnitud para la carga dada, adquiere un valor constante (fig. 30, *b*). El estado

dado de deformación es el resultado de la aparición de superficies de microdesplazamientos, que son características para el *equilibrio límite*. Este último representa un estado de tensiones cuando en cualquier punto de la roca que se deforma la tensión de desplazamiento alcanza cierta magnitud límite, que corresponde a la resistencia total al desplazamiento en el punto dado.

En la *tercera fase* se observa un crecimiento continuo de las deformaciones con el tiempo (fig. 30, *c*). La fase dada comienza como si fuera inesperadamente y va acompañada de la extrusión de la roca a presión por debajo de la estampa.

De acuerdo al carácter descrito del proceso de deformación de la roca arcillosa bajo la estampa se distinguen dos puntos críticos de la tensión: el primero de éstos corresponde al comienzo de la fase de microdesplazamientos y se denomina *límite de proporcionalidad* P_p;

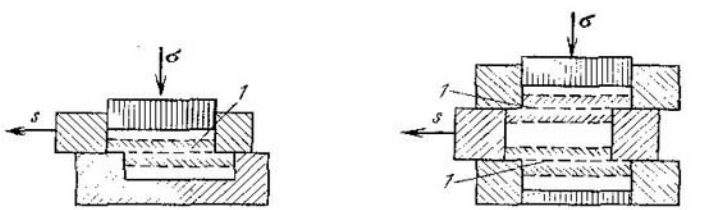


Fig. 31. Esquema del desplazamiento transversal de las muestras de rocas arcillosas (por uno y dos planos):
1—zona de desplazamiento

el segundo punto caracteriza el momento en que la deformación entra en la fase de rotura (*carga crítica* P_{cr}). Desde el punto de vista de las condiciones de resistencia mecánica la fase de desplazamientos (límite de proporcionalidad P_p) debe considerarse como el estado crítico de la roca.

Las magnitudes de los asentamientos de la estampa para cargas que no rebasan el límite de proporcionalidad P_p, dependen no sólo de las propiedades de la rocas, sino también de las dimensiones de la estampa (F), su rigidez y geometría. En los límites de las cargas admisibles el asentamiento de la estampa cargada es directamente proporcional a la carga específica p y a la raíz cuadrada del área F, es decir,

$$S = kp\sqrt{F}, \qquad (I.15)$$

donde k es el coeficiente de proporcionalidad, que es constante para la roca dada.

La resistencia al desplazamiento se estudia en las condiciones del estado de tensión límite, cuando surge un resbalamiento (desplazamiento) de una parte de la muestra por la otra que no amortigua con el tiempo (fig. 31). Las muestras de roca, que van a cizallarse, se

compactan previamente con una carga σ de diferente magnitud en cilindros rígidos. Después de esto cada muestra se coloca en el instrumento de desplazamiento y se determina la resistencia al desplazamiento τ. Esta corresponde a aquella tensión mínima de desplazamiento s con la que surge un resbalamiento (desplazamiento) no amortiguado de una parte de la muestra de la roca por la otra. Según los valores obtenidos de σ y τ se construye el diagrama de desplaza-

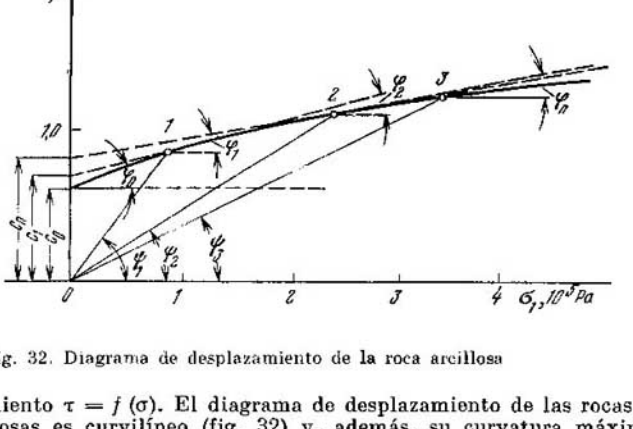


Fig. 32. Diagrama de desplazamiento de la roca arcillosa

miento $\tau = f(\sigma)$. El diagrama de desplazamiento de las rocas arcillosas es curvilíneo (fig. 32) y, además, su curvatura máxima se observa en el intervalo de las tensiones normales iniciales $\sigma = 0{,}5 \ldots 1{,}5 \cdot 10^5$ Pa (hasta el punto *1*). Con el crecimiento de las tensiones normales la curvolinealidad del diagrama de desplazamiento se hace insignificante (segmento *1—2—3*) y, con suficiente exactitud para la práctica, se describe con la ecuación de la recta (I.1).

En los cálculos de ingeniería frecuentemente se tiene que hacer uso no del ángulo de rozamiento interno φ y de la magnitud de la cohesión c, sino de un sólo índice: del coeficiente de desplazamiento f_0 o del valor correspondiente del ángulo de desplazamiento Ψ. El coeficiente de desplazamiento:

$$f_0 = \frac{\tau}{\sigma}. \qquad (I.16)$$

Como se ve en la fig. 32 las magnitudes f_0 y ψ son constantes para la roca dada y disminuyen con el incremento de las tensiones normales σ.

La cohesión y el ángulo de rozamiento interno de las rocas arcillosas, cuando las condiciones restantes son iguales, dependen ante todo

«de la composición granulométrica. Al aumentar el contenido de las fracciones arenosas y, sobre todo, de detritos gruesos, el rozamiento interno crece, mientras que la cohesión disminuye. La cohesión y el ángulo de rozamiento interno dependen también del estado de humedad—densidad de la roca arcillosa. Para las rocas arcillosas que se encuentran en estado blando-plástico el coeficiente de rozamiento interno, generalmente, es igual a 0,1 . . . 0,2, y los valores de los ángulos de rozamiento interno que corresponden a éstos no exceden de 5 . . . 10°. Las arcillas duras plásticas se caracterizan por un coeficiente de rozamiento interno desde 0,4 hasta 0,5 y, respectivamente, por unos ángulos de rozamiento interno desde 14 hasta 35°. El valor de la cohesión de las rocas arcillosas, en la mayoría de los casos, se mantiene en los límites de 0,05 . . . $1{,}5 \cdot 10^5$ Pa.

En dependencia de la velocidad de aplicación del esfuerzo desplazador en el proceso del experimento se distinguen los *desplazamientos lento y rápido*. En el primer caso la fuerza desplazadora se aumenta solamente después de cesar la deformación, provocada por el escalón precedente de la fuerza desplazadora. Durante el desplazamiento rápido el aumento de la fuerza desplazadora se efectúa sin esperar que cesen las deformaciones.

Los valores de φ y c que se obtienen son diferentes en todos los casos enumerados. Cuando el cizallamiento se realiza antes de la estabilización del asiento bajo la presión compresora, se obtienen valores inestables y reducidos del coeficiente de rozamiento, pero con esto el valor de la cohesión está aumentado. Sucede así porque una parte de la presión normal σ en este caso será percibida no por el esqueleto de la roca, sino por el agua que rellena los poros. Los valores más estables de φ son para el desplazamiento lento de las rocas compactadas normalmente.

El régimen de ensayos se elige en dependencia de las condiciones mecánicas reales de deformación de las rocas que se investigan, en el talud que se proyecta o en la base de la obra.

El desplazamiento plano es el procedimiento más difundido en la actualidad para la determinación de los índices de resistencia al desplazamiento. No obstante, últimamente, se recurre muy frecuentemente a la determinación de la resistencia al desplazamiento mediante los ensayos de las muestras de roca en las condiciones de compresión, tanto monoaxial como triaxial. Estos métodos están basados en la teoría de resistencia de Mohr.

Determinación de la resistencia al desplazamiento en las condiciones de compresión monoaxial. El método dado es aplicable para las rocas arcillosas que se encuentran en estado semiduro, cuando la deformación de la muestra ya tiene carácter de cortadura con una deformación pequeña de compresión, que no supera el 10% de la altura inicial de la muestra. Midiendo el ángulo α, formado por los planos de cortadura con el eje vertical (fig. 33), se calcula el ángulo de rozamiento interno

$$\varphi = 2\,(45° - \alpha). \qquad (I.17)$$

La fuerza de cohesión c en el caso dado se puede determinar por la fórmula

$$c = -\frac{\sigma_{com}}{2\,tg\left(45° + \frac{\varphi}{2}\right)}, \qquad (I.18)$$

donde σ_{com} es el esfuerzo axial de rotura.

Las investigaciones de las propiedades mecánicas de las rocas arcillosas en las condiciones de compresión triaxial permiten obtener las características de resistencia y deformación de las rocas en las condiciones que más se aproximan a las de su deformación en el macizo (in situ). Dichas investigaciones se efectúan en estabilometros

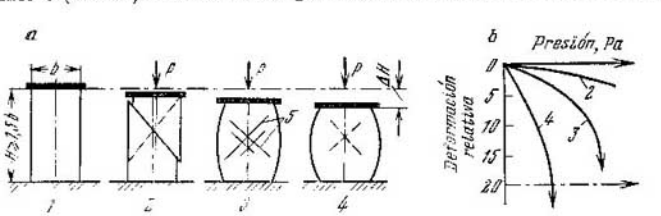


Fig. 33. Esquema de rotura de una muestra de roca arcillosa en las condiciones de compresión uniaxial (a) y diagrama "presión-deformación relativa" (b): 1—aspecto exterior de la muestra antes del ensayo; 2—rotura frágil de la muestra; 3—rotura frágil-plástica; 4—rotura en el proceso de la deformación plástica, 5—fisuras de cizallamiento

de distintos modelos. Según el principio de construcción se distinguen estabilometros de tipo hidrostático y de compresión (fig. 34). En los estabilometros de tipo hidrostático la muestra de la roca que se ensaya se encuentra constantemente bajo la acción de la compresión triaxial, igual a la lateral, y la presión axial no puede ser menor que la lateral. Durante la compresión el volumen de la muestra de la roca varía como resultado de la dilatación lateral y bajo la acción de penetración en la cámara de una parte del vástago. En los estabilometros de tipo comprimidor la presión axial puede transmitirse independientemente de la lateral y, en particular, ser inferior que esta última o igual a cero. La presión axial se transmite mediante un vástago, sin el vástago de menor diámetro que penetra en la cámara. Como resultado de esto, la dilatación lateral al comprimir la muestra de la roca solamente es posible si se desaloja de la cámara una parte del agua.

El método de ensayos triaxiales en los estabilometros modernos se distingue por la simpleza con que se varían las condiciones de ensayo de la muestra de la roca. El ensayo, por ejemplo, se puede efectuar sin desagüe, o bien la muestra puede ser compactada al principio por una carga que corresponda a la lateral (natural), y después los ensayos prosiguen sin desagüe.

Los estabilometros [1]) modernos están equipados con dispositivos especiales para medir la presión intersticial. Estos dispositivos funcionan por el principio de contrapresión. El registro del influjo de la dinámica de la presión intersticial tiene gran importancia, por ejemplo, cuando se determina la resistencia al desplazamiento. Los estabilometros ultramodernos permiten determinar: el módulo de

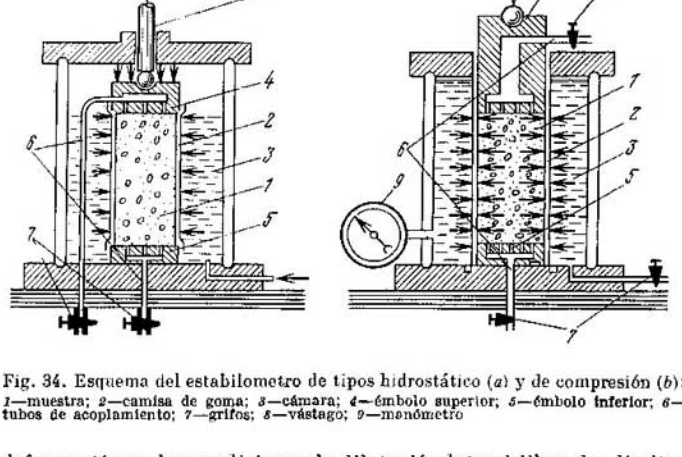


Fig. 34. Esquema del estabilometro de tipos hidrostático (*a*) y de compresión (*b*): *1*—muestra; *2*—camisa de goma; *3*—cámara; *4*—émbolo superior; *5*—émbolo inferior; *6*—tubos de acoplamiento; *7*—grifos; *8*—vástago; *9*—manómetro

deformación en las condiciones de dilatación lateral libre; las limitaciones y ausencia de dilatación lateral; el coeficiente de empuje lateral y el coeficiente de filtración en dependencia del estado de tensiones dado; la dependencia entre el estado de tensión-deformación y la duración de la acción de la carga; la resistencia al aplastamiento de la muestra cuando la dilatación lateral es limitada y libre; los límites de resistencia estructural; los límites de resistencia al desplazamiento durante el estado triaxial de tensiones; los índices de deformación con hinchazón; la presión intersticial, y algunos otros.

El estabilometro ВНОГЕМ (VIOGEM), construcción de N. P. Vereshaguin [37], responde más perfectamente a las soluciones de problemas en la práctica de construcción minera y experimentos de minería.

[1]) En la URSS se utilizan más frecuentemente los estabilometros de tipo hidrostático de construcción ДИИТ (DIIT) y ЛИИЖТ (LIIZhT) y de tipo de compresión M-2, construcción de E. I. Medkov.

§ 5. Propiedades viscoplásticas y reológicas de las rocas arcillosas

Cualquier material en estado de flujo se caracteriza por la viscosidad η^*, que tiene el mismo sentido físico que el coeficiente de rozamiento interno. El flujo plástico de las rocas arcillosas comienza con tensiones iguales a $10^4 \ldots 10^5$ Pa.

El valor de la viscosidad plástica de las rocas arcillosas disminuye durante el proceso de deformación plástica del material como resultado del quebrantamiento de su estructura inicial. Por esto surge la necesidad de distinguir la viscosidad inicial *máxima* (o de Shvedov) η_0^* y la *mínima* (de Bingham) η_m^*. Los valores intermedios entre éstas son los valores de la viscosidad efectiva η^* $(\eta_0 > \eta > \eta_m)$ [1]. La viscosidad efectiva, por su valor, es igual a la tensión tangencial que debe asegurar el flujo laminar del material con velocidad constante, igual a la unidad respecto al desplazamiento [2]. La viscosidad de las rocas arcillosas se determina por el método de desplazamiento directo, sesgadura o compresión triaxial. Con ello se establece para la presión normal dada el valor de la tensión tangencial a la que comienza el estado de fluencia plástica (flujo) con velocidad relativamente constante. El *coeficiente de viscosidad plástica* se calcula por la fórmula de Shvedov—Bingham

$$\eta = \frac{\tau - \tau_{lim}}{v} d, \tag{I.19}$$

donde τ es la tensión desplazadora;
τ_{lim}, el umbral de fluencia plástica;
v, la velocidad de la fluencia plástica;
d, la altura de la muestra que se somete a sesgadura.

El umbral de fluencia plástica τ_{lim} se determina por los datos de largos ensayos de fluencia plástica con diferentes valores de las tensiones tangenciales, con cuyos resultados se componen los respectivos diagramas en las coordenadas $v - \tau$ (fig. 35). La magnitud τ_{lim} se recomienda determinar mediante la extrapolación de la curva de fluencia plástica hasta la intersección con el eje de las abscisas, o mediante el cálculo por la fórmula

$$\tau_{lim} = \sigma \operatorname{tg} \varphi_{res} + c_\varepsilon, \tag{I.20}$$

donde τ_{res} es el ángulo mínimo de rozamiento interno para la densidad—humedad dada, determinado durante el desplazamiento lento drenado;

---

[1]) La dimensión de la viscosidad es la tensión multiplicada por el tiempo: N·s/m².

[2]) La viscosidad de Shvedov $\eta_0^* = (\tau - \tau_{kl})/(dv/dt)$, la viscosidad de Bingham $\eta_m^* = (\tau - \tau_{kg})/(dv/dt)$, donde τ_{kl} es el límite convencional estático de fluencia y τ_{kg} es el límite convencional dinámico de fluencia. Cuando $\tau > \tau_{kl}$ se desarrolla la deformación de fluencia plástica, que no amortigua con el tiempo, y cuando $\tau < \tau_{kg}$ se desarrollan las deformaciones de flujo, que concluyen con la rotura del material.

c_e, la cohesión, determinada por los enlaces estructurales reversibles, acuocoloidales (según E. M. Sergueiev).

La viscosidad de las rocas arcillosas aumenta con el crecimiento de la hidrofilia y humedad de las rocas y disminuye con el aumento de la densidad. La viscosidad dependen también de las particularidades de la estructura y textura de la roca, valor de las tensiones tangenciales, y otras.

Durante la deformación amortiguada de fluencia plástica crece la viscosidad de las rocas arcillosas. Semejante fenómeno tiene lugar

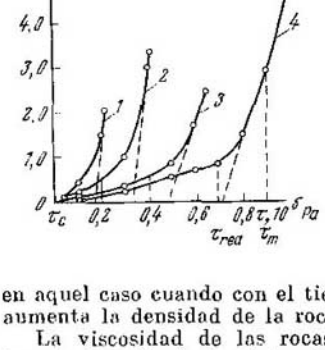


Fig. 35. Dependencia entre la velocidad de la deformación relativa de desplazamiento (desgadura) y la magnitud de la carga desplazadora de la arcilla cámbrica para diferentes valores de la presión vertical (según B. F. Belltov).
1—10^5 Pa; 2—$2 \cdot 10^5$ Pa; 3—$3\ 10^5$ Pa; 4—$4\ 10^5$ Pa

en aquel caso cuando con el tiempo (en el proceso de flujo plástico) aumenta la densidad de la roca.

La viscosidad de las rocas arcillosas depende también de la temperatura. Según los datos de E. M. Sergueiev y otros, la elevación de la temperatura para la arcilla (illita) desde 20 hasta 26 °C conduce a la disminución de la viscosidad en 30 veces [18].

Los datos experimentales confirman el hecho de que las deformaciones de las rocas en todo momento dependen de la historia de su carga precedente, es decir, poseen *propiedades hereditarias*. La teoría y los modelos que describen la conducta del material que posee las propiedades dadas se denominan teorías y modelos de los medios herederos [16, 20].

Entre el número de éstas la más aceptable es la teoría de la deformación plástica heredada, de Boltzmann—Volterra, de acuerdo a la cual la deformación en cada momento dado depende no sólo de la tensión que actúa, sino también de la historia de la compactación (deformación) precedente. En conformidad con esto último las deformaciones en cualquier momento t, determinadas por la aplicación sucesiva de una serie de tensiones en los momentos anteriores t_1; t_2; . . .; t_n, son la suma de las deformaciones que se observarían en el momento dado si se aplicase cada una de las tensiones constantes independientemente de las otras.

La ecuación de Boltzmann—Volterra parte de la ley lineal de deformación $\sigma = E_0(t)\,\varepsilon$, donde $E_0 \leqslant E(t)$ cuando $0 \leqslant t \geqslant \sim$. Para la carga constante (σ = const) la ecuación de la fluencia plástica

$$\varepsilon(t) = \sigma\left[\frac{1}{E_0} + \int_0^t K(t)\,dt\right]. \tag{I.21}$$

La ecuación de relajación de las tensiones (ε = const)

$$\sigma(t) = \varepsilon\left[E - \int_0^t R(t)\,dt\right]. \tag{I.22}$$

Al diferenciar las ecuaciones (I.21) y (I.22)

$$K(t) = \frac{1}{\sigma}\cdot\frac{d\varepsilon}{ds}\ ; \tag{I.23}$$

$$R(t) = \frac{1}{\varepsilon}\cdot\frac{d\sigma}{dt}, \tag{I.24}$$

donde $K(t)$ es el *núcleo de la fluencia plástica*, que caracteriza la velocidad de deformación para la tensión constante $\sigma = 1$;

la función $R(t)$ es el índice de variación de las tensiones en el tiempo necesario para mantener la deformación $\varepsilon = 1$.

Las ecuaciones de la fluencia plástica heredada tienen gran comunidad y, para la respectiva elección del núcleo $K(t)$, dan diferentes leyes de deformación. El núcleo $K(t)$ se obtiene por los datos experimentales de fluencia plástica, representados en forma de gráficos

$$\frac{1}{\sigma}\cdot\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{\varepsilon}{\sigma} = f(t).$$

Si los diagramas $\sigma = \varphi(\varepsilon)$ (para diferentes valores de t) no son lineales, pero geométricamente semejantes, entonces la ecuación del estado de la teoría no lineal de la fluencia plástica heredada adquiere el aspecto

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{E_0}[f(\sigma)] + \int_0^t K(t-\tau)\,f[\sigma(\tau)\,dt]. \tag{I.25}$$

Respecto a $f(\sigma)$ la ecuación (I.25) es lineal. Como resultado de su diferenciación la expresión para determinar el núcleo adquiere el aspecto

$$K(t) = \frac{\varepsilon E_0}{f(\sigma)}. \tag{I.26}$$

Las ecuaciones de la fluencia plástica heredada se emplean para la solución de problemas de consolidación y para el cálculo de las deformaciones de las excavaciones mineras de largo servicio. Estas ecuaciones también describen con suficiente exactitud la conducta

reológica de las rocas duras y semiduras (calizas, argilitas, aleurolitas) para el núcleo reposado (de Abel) de la fluencia plástica de aspecto $K(t) = \delta (t - \tau)^{-\alpha}$, (I.27)
donde α y δ son los parámetros adimensionales de la fluencia plástica. Los valores de α generalmente se mantienen en los límites de 0,670 . . . 0,720, $\delta = 0{,}002\ c^{\alpha-1}$.

§ 6. Asentamientos compresibles y otros fenómenos en las rocas arcillosas

Los asentamientos compresibles forman un grupo completamente independiente de las deformaciones de las rocas con enlaces estructurales de estabilidad débil. Estos tienen lugar con carga externa invariable, o incluso por la propia masa de la roca, pero bajo el influjo de ciertos factores secundarios: humedecimiento, sacudida, etc. Las deformaciones de asentamiento compresible siempre conducen a variaciones considerables de la estructura inicial de la roca, y frecuentemente tienen carácter súbito, a veces catastrófico.

La variedad más difundida de las deformaciones de asentamiento compresible es la de las rocas macroporosas loésicas y de los loes. El agua, que penetra fácilmente a través de los sistemas de fisuras y macroporos, disuelve parcialmente las sales que incrustan las paredes de éstos y que agregan las partículas minerales finas, y en las finas holguras integranulares ejerce un efecto acuñador. Como resultado la capacidad portante de la roca disminuye bruscamente, hecho que precisamente es la causa de las deformaciones de asentamiento compresible de las rocas.

El valor (grado) del asentamiento compresible de las rocas se estableció mediante los ensayos de las muestras en el instrumento de compresión. En la fig. 36 se muestra la curva de compresión de una roca de asentamiento compresible. El segmento vertical *ab* del diagrama corresponde a la disminución del coeficiente de porosidad ε, para la carga constante $p = 3 \cdot 10$ Pa, solamente a cuenta del remojo de la muestra de roca que se ensaya. El segmento *ab*, que numéricamente es igual a la diferencia de los valores del coeficiente de porosidad antes y después del remojo, caracteriza la denominada macroporosidad y se llama coeficiente de macroporosidad ε_m. Puesto que el coeficiente de macroporosidad variará su valor en dependencia de la carga p, para obtener características comparables se ha adoptado determinar el coeficiente dado cuando $p = 3 \cdot 10$ Pa.

Según el coeficiente de macroporosidad se puede calcular el denominado coeficiente de asentamiento compresible $i_a = \varepsilon_m / (1 - \varepsilon_3)$, donde ε_3 es el coeficiente de porosidad cuando la presión $p = 3 \cdot 10^5$ Pa. Es evidente que el coeficiente de asentamiento compresible puede ser calculado mediante la siguiente expresión:

$$i_a = \frac{\Delta h_2}{h - \Delta h_1},$$

donde h es la altura inicial de la muestra de roca antes del ensayo; Δh_1, la reducción de la altura de la muestra con humedad natural bajo la carga p; Δh_2, la reducción de la altura de la misma muestra después de mojarla.

Ciertas rocas arcillosas blandas no resistentes al agua con enlaces de coagulación-condensación, a un grado de humedad determinado, adquieren propiedades tixotropas reversibles. Según la composición granulométrica estas rocas son diferentes, pero a todas ellas las une una particularidad general, y es que el tipo de enlaces estructurales es acuocoloidal de coagulación-estabilización. Entre dichas rocas

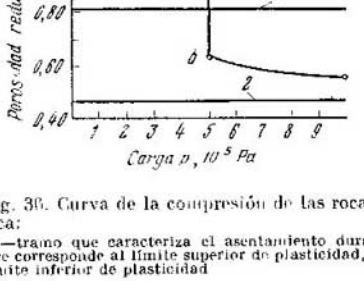


Fig. 30. Curva de la compresión de las rocas de asentamiento compresible y loésica:

ab—tramo que caracteriza el asentamiento durante la mojadura: *1*—porosidad reducida, que corresponde al límite superior de plasticidad, *2*—porosidad reducida, que corresponde al límite inferior de plasticidad

se distinguen las variedades arenosas, pulverulentas y arcillosas. Estas rocas, en estado seco, pueden tener cierta rigidez y resistencia, pero al quebrantar los enlaces estructurales y al humedecerlas se debilitan ostensiblemente [1]).

El escurrimiento tixotropo se observa en aquellas rocas cuya fracción arcillosa posee una capacidad de intercambio enorme (40—111 mg·eq por 100 g de roca). Esto se observa en caso de que la fracción arcillosa sea de elevada dispersividad y cuando en su composición hay un contenido de sustancias orgánicas macromoleculares y de ferroaluminosoles.

El escurrimiento tixotropo-reversible es posible cuando el proceso de escurrimiento de la roca transcurre más rápidamente que el proceso de estabilización tixotropa. En caso contrario la transición al estado de terreno movedizo solamente es posible en las condiciones de una influencia vibratoria constante.

---

[1]) Según los datos de I. M. Gorikova las muestras de los terrenos movedizos arenocoloidales, en estado inalterado y cuando la humedad es de un 17 . . . 23%, tienen un límite de resistencia desde 2,8 hasta $4{,}3 \cdot 10^5$ Pa. Al quebrantar la estructura, y con la misma humedad, la resistencia mecánica disminuyó en 80 . . . 100 veces.

Las estructuras movedizas tixotropo-reversibles, al secarse la roca, se transforman en frágiles. Con esto, el proceso de consolidación es particularmente grande en las rocas que en estado húmedo tienen mayor movilidad. Tales son las rocas que en su composición contienen minerales de alta capacidad hidrófila (montmorillonita, glauconita, y otros).

C. Rocas de granos sueltos (incoherentes)

§ 1. Conocimientos generales

Las rocas de la clase dada están representadas por arenas diversas, rocas de arena-grava, cantos rodados y cascajo, que entran en la composición de los depósitos litorales marítimos, lagunosos y continentales. Por sus propiedades estas rocas se aproximan más a los cuerpos incoherentes, que conservan su forma solamente bajo la acción de la masa de las partículas y el rozamiento entre ellas. Las deformaciones de compresión (compactación) están relacionadas, fundamentalmente, con el desplazamiento y adaptación mutua de las partículas, y por eso tienen carácter irreversible. Las deformaciones de compactación transcurren rápidamente tras de aplicar la presión, lo que diferencia ostensiblemente a estas rocas de las arcillosas. La influencia de la humedad sobre las propiedades mecánicas de las rocas de granos sueltos es de poca importancia y, en todo caso, considerablemente menor que en las rocas arcillosas. Su capacidad de absorción de agua es desde mediana hasta elevada.

Los factores principales que determinan las propiedades mecánicas de estas rocas son la composición granulométrica, el grado de compactación y la composición mineralógica.

§ 2. Resistencia al desplazamiento

La resistencia al desplazamiento es la característica principal de resistencia de las rocas de granos sueltos. El diagrama de resistencia al desplazamiento representa en sí una línea recta que sale del origen de las coordenadas y que está inclinada respecto al eje de las presiones normales bajo un ángulo φ, que es el *ángulo del rozamiento interno.* Respectivamente, el esfuerzo desplazador τ es igual a

$$\tau = \operatorname{tg} \varphi \sigma = f\sigma, \tag{I.28}$$

donde f es el coeficiente de rozamiento interno.

La resistencia al desplazamiento, en el caso general, se compone de la resistencia de rozamiento de las partículas minerales entre sí φ_r, de la resistencia estática de las partículas minerales a la variación de su posición inicial, es decir, trabazón φ_t y de la resistencia de las partículas minerales a su destrucción φ_s, es decir, $\varphi = \varphi_r + \varphi_t + \varphi_s$. La resistencia φ_r aumenta con el incremento de la rugosidad de las superficies de los microcontactos de las partículas, ampliación de

sus dimensiones [1]) y grado de densidad de la empaquetadura. Sobre la magnitud φ_r ejerce también una influencia considerable la composición mineral de las rocas. Según la magnitud del coeficiente de rozamiento [2]) se distinguen dos grupos de minerales: 1) con alto coeficiente de rozamiento $f = 0{,}4 \ldots 0{,}8$ y 2) con bajo coeficiente de rozamiento $f = 0{,}1 \ldots 0{,}3$. Los valores de f se han obtenido para las condiciones cuando la superficie de rozamiento de los minerales está mojada con agua. Al primer grupo pertenecen los minerales de estructuras de armazón (cuarzo, feldespatos) y aislada (calcita, dolomita), y al segundo, exclusivamente, de estructura lamelar (muscovita, biotita, clorita, talco, y otros). Para los minerales del primer

Tabla 24

COEFICIENTE DE ROZAMIENTO DE LOS PARES DE MINERALES DE UNA MISMA ESPECIE Y DE ESPECIES CONTRARIAS

Mineral	Contracuerpo	Coeficiente de rozamiento f y ángulo de rozamiento interno φ_0			
		Superficie			
		seca		cubierta de agua	
		f	φ	f	φ
Cuarzo	Cuarzo	0,12	7°25′	0,44	23°45′
Microclina	Microclina	0,12	6°50′	0,77	37°35′
Calcita	Calcita	0,14	8°	0,64	32°40′
Cuarzo	Microclina	—	—	0,35	19°20′
Cuarzo	Calcita	—	—	0,33	18°15′
Pirofilita	Pirofilita	—	—	0,13	7°25′
Cuarzo	Pirofilita	—	—	0,18	10°12′

grupo también es característico el hecho de que la película adsorbida de agua no ejerce influjo lubricante, mientras que para los minerales del segundo grupo, por el contrario, es característica esta influencia. Por esto, la relación entre los coeficientes de rozamiento por las superficies cubiertas de agua y secas, f_m/f_s, es mayor de la unidad (3,5 . . . 7) para los minerales del primer grupo y menor de la unidad (0,4 . . . 0,6) para los del segundo grupo.

Durante el rozamiento por las superficies que contactan de los minerales pertenecientes a diversos tipos cristaloquímicos, el valor del coeficiente de rozamiento f del par de minerales dados se aproxima al coeficiente mínimo de rozamiento. Dicho de otro modo, los minerales de especies contrarias son antifriccionarios, lo que, por lo visto, está determinado por la trabazón de adhesión (tabla 24)

[1]) El fenómeno dado se explica por la disminución de la superficie específica de los microcontactos de las partículas a medida que se amplian las dimensiones de estas últimas y, por consiguiente, por el incremento de las presiones específicas sobre las superficies de los microcontactos.

[2]) Para la mayoría de los minerales el coeficiente de rozamiento de reposo se aproxima al de rozamiento durante el resbalamiento. Sólo para la superficie de cuarzo mojada con agua este último es 1,5 . . . 2 veces menor que el coeficiente de rozamiento en reposo.

Durante el rozamiento del cuarzo con un mineral lamelar, con la mica, el coeficiente de rozamiento es igual al coeficiente de rozamiento de la mica: $f_s = 0{,}13$ por la superficie seca y $f_m = 0{,}44$ por la superficie cubierta de agua. Según las investigaciones de V. V. Ojotín, cuando el contenido de mica es ya de un 10%, la resistencia de la arena al desplazamiento, prácticamente, está absolutamente determinada por la mica. Las sustancias orgánicas y los coloides, que frecuentemente forman películas en las superficies de los granos de arena, también influyen sobre la reducción de la resistencia al desplazamiento.

La trabazón de las partículas φ_t, fundamentalmente, depende del grado de compactación de la roca y de la composición granulométrica. Teniendo en cuenta las fuerzas de la trabazón la influencia de la densidad sobre el ángulo de rozamiento interno, es decir, sobre la magnitud de la resistencia al desplazamiento, φ puede ser apreciado por las siguientes fórmulas empíricas:

a) para las rocas de detritos gruesos

$$\varphi = \varphi_0 + aD^m, \tag{I.29}$$

donde D es el grado de densidad de la roca [1]);
a y m son los parámetros de la dependencia que, respectivamente, son iguales a 5 . . . 12 y 0,4 . . . 1;
φ_0 es el ángulo de rozamiento interno de la roca en estado mullido;

b) para las rocas arenosas

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{k}{\varepsilon}, \tag{I.30}$$

donde ε es el coeficiente de porosidad de la roca;
k es un parámetro que depende del grado de dispersidad de la roca y que, con el engrandecimiento de los granos de arena, aumenta desde 0,33 hasta 0,55.

Debemos recalcar que durante la transición de las arenas desde la estructura mullida hasta la compacta el ángulo de rozamiento interno puede aumentar en 7 . . . 15°, con oscilaciones de los valores límites de φ desde 19 hasta 37°.

La destrucción de los granos minerales durante las deformaciones de desplazamiento no se advierte incluso con altas tensiones normales. Por eso se puede desatender de la tercera componente de la resistencia al desplazamiento, de la resistencia a la destrucción de los granos minerales φ_s. Solamente con tensiones superelevadas se hace ostensible el papel de este sumando.

El ángulo de rozamiento interno φ de las rocas incoherentes, como regla, es mayor que el denominado *ángulo del talud natural*, formado entre la superficie del talud de la roca aportada y el plano

[1]) El grado de densidad se caracteriza por el coeficiente de densidad D, que numéricamente es igual a $D = (\varepsilon_{máx} - \varepsilon)/(\varepsilon_{máx} - \varepsilon_{mín})$, donde ε, $\varepsilon_{máx}$ y $\varepsilon_{mín}$ son los coeficientes de porosidad de la roca en estados naturales de mullido máximo y compactación mínima.

horizontal. La relación entre el ángulo del talud natural y el ángulo de rozamiento interno (α/φ) disminuye regularmente a medida que crece la densidad de la roca, el contenido de minerales de estructura lamelar y la magnitud de la tensión normal σ_n. Respecto a la influencia de la composición mineral y de las dimensiones de los granos minerales sobre los valores de α, φ y α/φ se puede juzgar por los datos de la tabla 25.

Sobre el valor de α ejerce influjo la humedad de la roca. Para las arenas, privadas de minerales de estructura lamelar, la elevación de la humedad hasta 5—15° (en dependencia de la dispersidad) conduce al incremento de α en un 10 . . . 15%. Esto, por lo visto, está determinado por el efecto antilubricante señalado más arriba

Tabla 25

INFLUENCIA DE LA COMPOSICIÓN MINERAL SOBRE EL ANGULO DE TALUD DE LAS FRACCIONES ARENOSAS Y PULVERULENTAS DE DIVERSOS MINERALES (DATOS DE V. V. OJOTIN)

Dimensiones de las fracciones, mm	Cuarzo acutángulo			Cuarzo rodado			Feldespato			Muscovita		
	α	φ	α/φ	α	φ	α/φ	α	φ	α/φ	α	φ	α/φ
2...1	66	41,5	0,63	61	32,0	0,53	—	36	—	44	41,5	0,94
1...0,5	55	34,0	0,61	—	32,0	—	—	38	—	45	42,0	0,91
0,5...0,25	46	32,4	0,70	27	34,0	1,26	41	34	0,83	32	39,5	1,23
0,25...0,1	27	35,0	1,3	18	32,0	1,83	—	37	—	38	43,0	1,13
0,1...0,06	15	36,0	2,4	18,5	33,2	1,80	16	39	2,44	—	36,4	—

de las películas adsorbidas de agua. Cuando el talud está completamente inundado, o cuando la humedad es igual a la capacidad higroscópica total, el ángulo del talud natural disminuye en un 10 . . . 40% en dependencia del contenido de minerales de estructura lamelar, grado de redondez y dimensiones de los granos.

Los taludes de arenas pulverulentas de granos finos y micáceas tienen bajo el agua ángulos de talud que no exceden de 15°. Llama la atención la reducción brusca del ángulo del talud de las arenas debajo del agua (en el 70%) cuando existe la fracción pulverulenta de cuarzo.

Como se puede resumir de lo expuesto, la resistencia al desplazamiento de las rocas de granos sueltos se compone de dos partes: del ángulo de rozamiento de los granos minerales entre sí φ_r y de la trabazón φ_t. Con el fenómeno de la trabazón están vinculados los cambios de la resistencia al desplazamiento en el proceso de deformación por desplazamiento (fig. 37). En las arenas compactas, al principio, esta resistencia al desplazamiento aumenta y, habiendo alcanzado el máximo ($\tau_{máx}$), disminuye hasta el valor mínimo (τ_{res}). En las arenas mullidas, por el contrario, la resistencia al desplazamiento crece desde el mismo comienzo hasta el valor (τ_{res}). Con esto, en la zona del desplazamiento se reduce la porosidad de la arena

compacta, mientras que la de la arena mullida aumenta. La diferencia $\tau_{max} - \tau_{res}$ depende de la magnitud de la trabazón τ_t y de la presión normal σ_n. La formación de la zona de desplazamiento tiene lugar con la tensión de desplazamiento igual a τ_{res}.

Es evidente que, para cierto estado intermedio de la densidad de la roca en la zona de desplazamiento, se debe esperar que la porosidad de la roca permanezca invariable. Semejante estado de porosidad se denomina *porosidad crítica* (N. M. Guersevanov). Para las arenas de granos gruesos ésta se aproxima a la porosidad en el estado más mullido, y para las arenas de granos medios y finos se aproxima a la

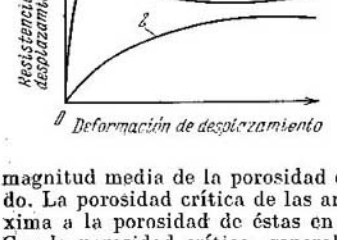


Fig. 37. Dependencia entre la resistencia de la arena al desplazamiento y la magnitud de la deformación (según M. I. Goldshtein):
1—arena compacta; *2*—arena mullida

magnitud media de la porosidad entre los estados compacto y mullido. La porosidad crítica de las arenas limosas de grano fino se aproxima a la porosidad de éstas en el estado de mayor compactación. Con la porosidad crítica, generalmente, se vincula la capacidad de las arenas saturadas de agua a fluir bajo la acción de cargas dinámicas. En este caso la fluidez está relacionada con la acción de dos factores: 1) con la disminución del rozamiento interno cuando la carga es vibratoria y 2) con el aumento de la presión hidrodinámica bajo la acción de la misma carga. Como resultado, las partículas de arena pasan a estado de suspensión y se arrastran por el flujo de la filtración. Se considera que una condición indispensable para la transición de las arenas saturadas de agua al estado de fluidez, bajo la acción de la vibración, es la observación de la siguiente desigualdad

$$\delta_{sus} h (2\xi - 1) - (p - p_0) > 0, \qquad (I.31)$$

donde δ_{sus} es la masa volumétrica en suspensión de la roca;

h, la profundidad para la que se comprueba la posibilidad de la fluidez de la roca;

ξ, el coeficiente de presión lateral;

p, la carga constante a la profundidad h, igual a $p = h\delta_{sus}$;

p_0, la carga vibratoria.

El caso examinado corresponde a las condiciones de fluidez de filtración-dinámica de las rocas.

La fluidez de las arenas es también posible sin la acción de cargas dinámicas, pero con gradientes de filtración que rebasan cierto valor[1])

[1]) Según los datos de V. A. Moschansky el valor del gradiente crítico en las arenas de granos finos $I_{cr} = 0{,}17 \ldots 0{,}36$.

crítico. La fluidez transcurre bajo la acción de la presión de filtración, y por esto se la debe denominar *fluidez de filtración*. La fuerza de resistencia (rozamiento interno) en este caso resulta ser insuficiente para vencer la fuerza de la presión de filtración P_f[1]), y la roca fluye.

La fluidez tixotropa se advierte en las arenas de granos finos, considerablemente pulverulentas y saturadas de agua, que contienen en su composición partículas coloidales y sustancia orgánica.

De tal guisa, la fluidez de las rocas de granos sueltos puede ser provocada por diferentes causas y, por lo tanto, se deben tener en cuenta diversas variedades de fluidez.

§ 3. Compresibilidad

En las rocas de granos sueltos la presión se transmite directamente de una partícula a otra a través de las superficies de sus microcontactos. Debido a la pequeña superficie específica de los contactos las presiones específicas sobre las superficies de los microcontactos superan en mucho la presión petrostática. Por esta razón las rocas de granos sueltos se diferencian de las arcillosas por ser mayores en ellas los valores del ángulo de rozamiento interno. Con el incremento del ángulo de rozamiento interno aumenta la resistividad de la roca a la compresión (compactación).

La deformación de compresión de las rocas de granos sueltos tiene, fundamentalmente, carácter no elástico. La parte no elástica de su deformación transcurre mediante la compactación de la roca como resultado del reagrupamiento y adaptación mutua de las partículas. La parte elástica de la deformación de compresión es muy pequeña y está vinculada con las deformaciones elásticas de las partículas minerales. Con el crecimiento del contenido de minerales de estructura lamelar aumenta ostensiblemente la parte elástica de la deformación.

Las películas de los hidróxidos ferrosos en la superficie de las partículas minerales, y la aparición en la composición de la roca de las fracciones arcillosa y pulverulenta, aumentan la compresibilidad general de la roca y, a su vez, alargan la duración del propio proceso de compresión.

Mediante las investigaciones de E. M. Sergueiev se estableció que el proceso de compresión de las rocas de granos sueltos, a presiones elevadas, va acompañado del aumento de la dispersidad de la roca, es decir, del fraccionamieto de las partículas. La intensidad del fraccionamiento no sólo depende de la magnitud de la tensión compresora, sino que también de la composición mineral y granulométrica de la roca y de la humedad de ésta. Se ha establecido que en las arenas cuarzosas puras el fraccionamiento transcurre más intensamente que en las arenas poliminerales. La capacidad de las partí-

---

[1]) La presión de filtración $P_f = \Delta_0 I$, donde Δ_0 es la densidad del líquido que filtra, I, el gradiente de la filtración.

culas a fraccionarse aumenta con el incremento de sus dimensiones. Las arenas cuarzosas, a presiones de hasta $200 \cdot 10^5$ Pa, se fraccionan más intensamente en estado seco, pero con la presencia de otros minerales (glauconita, calcita, micas y otros); la humedad eleva la intensidad de fraccionamiento de las partículas y el grado de dispersidad de la roca.

Las rocas de dispersidad fina y granos sueltos, al elevar la presión, se fraccionan menos intensamente que las de granos medios y gruesos. La quebradura de las partículas de detritos gruesos (cascajo, arena gorda, guijas y grava) comienza ya a presiones de $(2...3) \cdot 10^5$ Pa.

Mediante experimentos se ha establecido que las arenas mullidas no se comprimen hasta el estado de máxima compactación para la

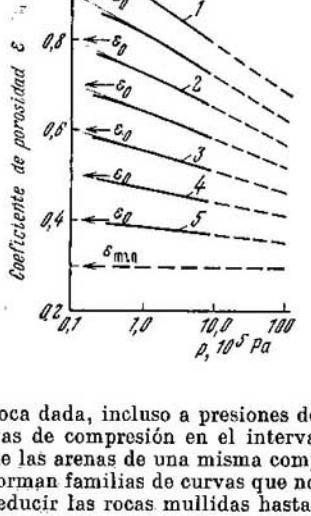


Fig. 38. Influencia de la densidad de la arena sobre su compresibilidad:
1—arena muy mullida; *2*—arena mullida; *3*—arena de densidad media; *4*—arena compactada artificialmente; *5*—arena fuertemente compactada

roca dada, incluso a presiones de $20 \cdot 10^5$ Pa. A causa de ésto las curvas de compresión en el intervalo de presiones de hasta $20 \cdot 10^5$ Pa de las arenas de una misma composición, pero de diferente densidad, forman familias de curvas que no se intersecan entre sí (fig. 38). Para reducir las rocas mullidas hasta el estado de compactación máxima se requiere aplicar el influjo vibratorio.

Durante la vibración la arena adquiere la propiedad de *fluidez de vibración*, y esta última se caracteriza por el coeficiente de vibroviscosidad, cuya magnitud depende de las propiedades de la misma roca (de su humedad, dispersidad, forma y redondez de los granos) y de la aceleración de la onda de choque (sísmica) $\alpha_{máx}$. La compactación por vibración no depende del procedimiento del incremento de la aceleración de la onda de choque.

La compactación por vibración de las rocas de granos sueltos puede ser ilustrada con la curva de compresión por vibración, construida en las coordenadas $\varepsilon - (\varepsilon_{máx}/g)$ (fig. 39).

Las arenas de granos finos son las más capaces a compactarse por

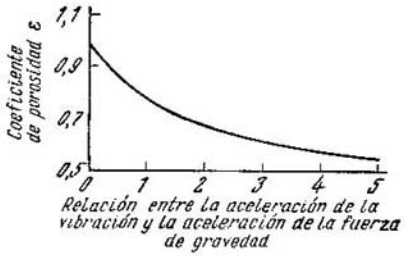


Fig. 39. Curva de la compactación por vibración de la arena de grano medio

vibración. La carga sobre la roca disminuye la compactación por vibración.

El coeficiente de empuje lateral de las rocas arenosas varía en los límites de 0,25. . .0,37, es decir, en un intervalo algo más estrecho en comparación con las rocas arcillosas.

D. Rocas congeladas

§ 1. Nociones generales

Según N. A. Tsitovich se denominan rocas congeladas aquellas que tienen temperatura negativa o nula y en las que, por lo menos, una parte de la humedad intersticial está convertida en hielo, que cementa las partículas minerales. Estas rocas pueden considerarse como un estado especial (congelado) de las rocas coherentes y de detritos separados con enlaces estructurales no termorresistentes. A temperaturas positivas éstas pasan a un estado de resblandecimiento plástico o de fluidez.

Las rocas de congelación perpetua están divulgadas en las regiones de congelación perenne ("perpetua"), que ocupan el 49% del territorio de la URSS. El límite inferior de las rocas de congelación perpetua penetra en las zonas de elevadas latitudes de la parte asiática de la URSS hasta la profundidad de 800 m. Las rocas de congelación temporal ocupan en la URSS un territorio aún más considerable, pero la profundidad de su penetración no es grande y depende de que el clima sea continental y riguroso, de las propiedades termofísicas de las rocas y de algunos otros factores.

La aparición del hielo, que cementa las partículas minerales, cambia bruscamente las propiedades de las rocas coherentes y de

granos sueltos. En el proceso de congelación de estas últimas surge una textura nueva, fría (criógena) de la roca, con la que están vinculados cambios muy importantes de todas sus características. Se distinguen las siguientes variedades fundamentales de texturas criógenas: fundida, lamelar y celular (fig. 40). Las rocas de textura fundida son de resistencia mecánica considerable, y al deshelarse conservan,

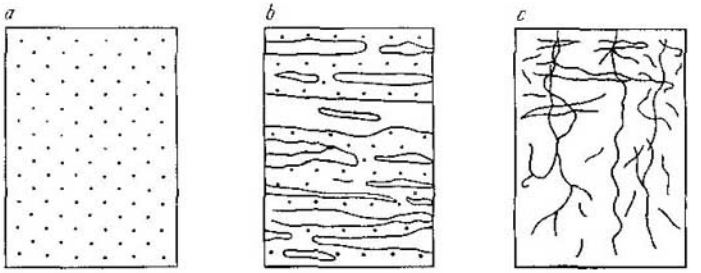


Fig. 40. Variedades principales de la textura de las rocas congeladas: *a*—fundida; *b*—lamelar; *c*—celular

y a veces incluso mejoran, las propiedades de resistencia en comparación con los índices de la misma roca antes de su congelación. La textura lamelar se advierte más frecuentemente en las rocas arcillosas,

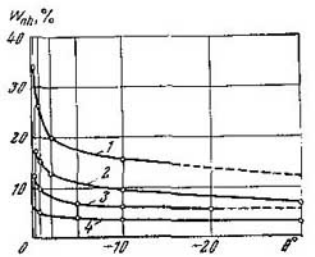


Fig. 41. Curvas del contenido de agua no helada W_{nh} en las rocas congeladas en dependencia de la magnitud de su temperatura negativa:
1—arcilla; *2*—tierra arcillosa; *3*—tierra arenosa; *4*—arena

particularmente en sus variedades pulverulentas. Esta surge durante la congelación unilateral de las rocas rehumedecidas fuertemente. En estado congelado dichas rocas poseen una resistencia considerable, pero al deshelarse su resistencia disminuye bruscamente. Según los datos de N. A. Tsitovich la resistencia al desplazamiento disminuye con esto hasta en cinco veces. La roca congelada de textura celular también disminuye su resistencia al deshelarse, pero en menor grado que la roca de textura lamelar.

En las rocas congeladas el agua intersticial no se transforma completamente en hielo incluso a temperaturas de hasta —30° C (fig. 41). En los poros grandes el agua libre se hiela a una temperatura negativa próxima a 0°. A medida que crece el grado de ligazón del agua con la superficie de las partículas minerales disminuye la temperatura de congelación. En las rocas dispersivas cierta cantidad de agua de constitución se conserva en estado no congelado. La cantidad de agua no helada en las rocas congeladas varía bajo el influjo de los factores externos (temperatura negativa, presión, etc.), y se encuentra en equilibrio dinámico con estos últimos (principio del estado equilibrado del agua y del hielo en las rocas congeladas, de N. A. Tsitovich).

§ 2. Propiedades físico-mecánicas de las rocas congeladas

Las propiedades físicas de las rocas congeladas dependen de la acción cementadora del hielo, cuyo contenido total se denomina *abundancia en hielo* de la roca congelada i. La abundancia en hielo es igual a la relación entre la masa de todo el hielo y la masa de agua que contiene la roca, es decir,

$$i = \frac{W - W_{nh}}{W}, \tag{I.32}$$

donde W_{nh} es el contenido de agua no helada (en partes de la muestra pesada seca de la roca);

W, la humedad total de la roca.

Las propiedades mecánicas de las rocas congeladas dependen no sólo de la abundancia en hielo, sino también de una serie de otras particularidades y, entre ellas, de la textura y duración de la acción de la fuerza deformadora. La disminución de la resistencia al desplazamiento tiene lugar al aumentar la densidad total de los trocitos de hielo en la superficie del corte. La resistencia instantánea al desplazamiento de las rocas congeladas (σ_{ins}) supera en muchas veces (frecuentemente en siete—diez y más veces) la resistencia mecánica a largo plazo ($\sigma_{l.p}$). Esto sucede debido a la debilitación (relajamiento) de la cohesión estructural y de la cohesión de cementación con hielo, con un aumento simultáneo insignificante de la cohesión molecular. Sin embargo, con cierta tensión, por mucho tiempo que ésta actúe, la roca congelada no se rompe. Esta tensión corresponde a la resistencia mecánica a largo plazo de la roca congelada.

Según las investigaciones de N. A. Tsitovich la relajación de las tensiones en las rocas congeladas se describe por la ecuación del tipo siguiente:

$$\sigma_t = \sigma_{l.p} + (\sigma_{ins} + \sigma_{l.p})\, e^{-\frac{t}{t_r}}, \tag{I.33}$$

donde σ_t es la resistencia que corresponde al tiempo t;

t_r, el tiempo de relajamiento que, numéricamente, es igual a $t_r = \eta/E$ (aquí η es el coeficiente de viscosidad y E, el módulo de elasticidad normal).

La ecuación (1.33) se expone gráficamente en la fig. 42. Esta ecuación permite determinar la resistencia mecánica a largo plazo al desplazamiento

$$\sigma_{l.\,p} = \frac{\sigma_1 - \sigma_{ins} Z}{1 - Z}, \qquad (I.34)$$

donde $Z = (\sigma_1 - \sigma_2)\,(\sigma_{ins} - \sigma_1)$ (aquí σ_1 es la resistencia que corresponde a la acción de la carga en el transcurso del tiempo t_1; σ_2, la resistencia que corresponde al tiempo t_2, siendo $t_2 = 2t_1$).

Según S. S. Vialov, la resistencia mecánica a largo plazo límite al

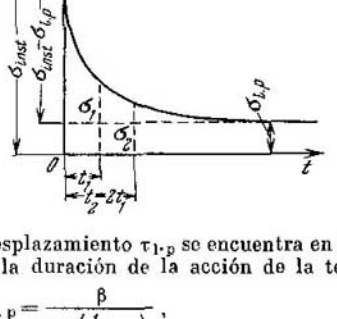


Fig. 42. Curva de relajación de las tensiones en las rocas congeladas

desplazamiento $\tau_{l.p}$ se encuentra en la siguiente dependencia respecto a la duración de la acción de la tensión estática:

$$\tau_{l.\,p} = \frac{\beta}{\ln\left(\frac{t_{lim}}{B}\right)}, \qquad (I.35)$$

donde β y B son los parámetros de la resistencia mecánica a largo plazo; $t_{lim} = (100 - B^{0,05}) \cdot 1/1{,}05$ es el tiempo límite.

La magnitud de la temperatura negativa (fig. 43) es un factor muy importante que determina la resistencia mecánica de las rocas congeladas. Con la disminución de la temperatura aumenta el límite de resistencia a la compresión, particularmente en el intervalo de temperaturas 2—7 °C. En el intervalo dado la formación de hielo es sobre todo intensa y, además, se advierte un cambio cualitativo del propio hielo, y es que aumenta la resistencia de éste.

En la fig. 44 se expone el gráfico de la dependencia entre la resistencia al desplazamiento de las rocas congeladas, la magnitud de la presión externa p y la temperatura negativa θ. Este gráfico evidencia también la elevación de los índices de resistencia al desplazamiento, particularmente de la cohesión, con la disminución de la temperatura de la roca congelada.

Según las investigaciones de V. A. Moschansky las rocas arcillosas, a temperatura negativa ~0,5 °C y cuando la carga supera $(6 \ldots 8) \cdot 10^5$ Pa, poseen resistencia al desplazamiento de las rocas

desheladas. Esto se explica por el derretimiento del hielo, al principio en los contactos de las partículas minerales y después (a medida que aumenta la presión) en toda la masa congelada.

De acuerdo a N. A. Tsitovich, las magnitudes de la cohesión pro-

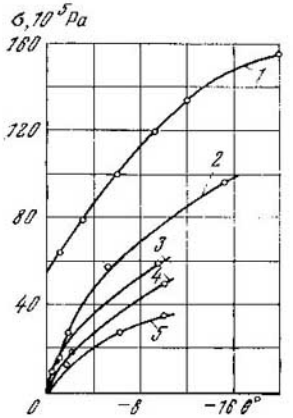


Fig. 43. Dependencia entre el límite de resistencia mecánica durante la compresión σ_{com} de las rocas congeladas y la magnitud de la temperatura negativa (según N. A. Tsitovich): *1*—arena (W = 16—17%); *2*—tierra arenosa (W = 11—12%); *3*—tierra arenosa (W = 21—26%); *4*—arcilla (W = 43—44%); *5*—arcilla pulverulenta con sustancia orgánica (W = 52—61%)

longada c_{pr} y del coeficiente de deshielo A_0 son índices importantes de las propiedades mecánicas de las rocas congeladas. La primera

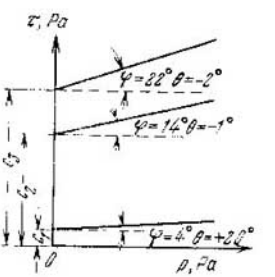


Fig. 44. Dependencia entre la resistencia al desplazamiento τ de las rocas congeladas y la magnitud de la presión externa p y de la temperatura negativa θ (según N. A. Tsitovich)

caracteriza la capacidad portante de la roca congelada a la temperatura negativa dada, y se determina por el método de la muestra esférica[1]), empleando la dependencia siguiente

$$c_{l.\,p} = 0{,}18\,\frac{p}{\pi DS_{l.\,p}}, \qquad (I.36)$$

[1]) El método se basa en el ensayo de la roca congelada a la deformación de compresión con ayuda de una estampa esférica.

donde $s_{1.p}$ es el asiento mecánico a largo plazo de la roca congelada bajo una estampa esférica de diámetro D cuando la presión es p[1]).

Según N. A. Tsitovich, conociendo $c_{1.p}$, se puede determinar la carga no peligrosa (inicial crítica) sobre las rocas de congelación perpetua, al conservar una temperatura negativa, considerando a éstas como cuerpos coherentes ideales

$$p_{cr}^{in} = \frac{n(\gamma h + c_{1.p} \operatorname{ctg} \varphi_{1.p})}{\operatorname{ctg} \varphi_{1.p} + \varphi_{1.p} - \pi/2} + \gamma h, \qquad (I.37)$$

donde h es la profundidad de la fundamentación, $c_{1.p}$ y $\varphi_{1.p}$ son los parámetros de la resistencia de las rocas congeladas, que corresponden a la abundancia de hielo en ellas y a la temperatura negativa.

CAPITULO 5

Procedimientos de modificación del estado y propiedades de las rocas. Suelos artificiales

§ 1. Nociones generales

Durante la ejecución de trabajos de ingeniería frecuentemente surge la necesidad de modificar las propiedades de las rocas con el fin de elevar o reducir su resistencia y rigidez, aumentar su densidad, variar su permeabilidad, eliminar el asentamiento compresible y la fluidez, etc. Los procedimientos de modificación artificial del estado y propiedades de las rocas componen la disciplina del mejoramiento técnico de las rocas, es decir, la parte de la geología moderna aplicada a la ingeniería que se encuentra en el punto de contacto con las disciplinas tecnológicas. El desarrollo del mejoramiento técnico marcha, fundamentalmente, en tres direcciones: geólogo-mineralógica, química y tecnológica.

La dirección geólogo-mineralógica tiene como objetivo la investigación de los factores geólogo-mineralógicos, que influyen sobre la elección de los métodos más efectivos de modificación de las propiedades de las rocas. La dirección química lleva a efecto la búsqueda y la síntesis de los reactivos químicos, que permiten modificar las propiedades y el estado de la roca. La dirección tecnológica unifica los resultados de estas investigaciones para la elaboración del esquema tecnológico de modificación de las propiedades y estado de las rocas en las condiciones geológicas concretas. Los métodos existentes de

[1]) De acuerdo a las investigaciones de la Academia de Ciencias de la URSS el asiento mecánico a largo plazo durante los ensayos con estampa esférica de las rocas congeladas es aproximadamente igual a la mitad del asiento de la estampa en 30 minutos de observación, es decir, $s_{1.p} = 1/2\, s_{30}$.

mejoración permiten perfeccionar artificialmente las rocas de todas las tres clases petrofísicas.

Se distinguen los *métodos superficiales* de mejoramiento de las rocas de estructura trastornada y los *métodos de profundidad*, para la consolidación de las rocas en el macizo de estructura no trastornada.

Para la consolidación superficial de las rocas se emplean los métodos de cementación, tratamiento con cal, bituminización y otros.

Para la consolidación de las rocas a profundidad se utilizan métodos físico-mecánicos (mecánicos y físicos), físico-químicos y químicos. Al elegir el método es menester tener en cuenta las particularidades petrográficas de las rocas, la constitución geológica de la pila a consolidar, asimismo como los objetivos y fines de los trabajos de ingeniería.

§ 2. Métodos mecánicos

La compactación mecánica mediante cargas estáticas y dinámicas se utiliza para las rocas dispersivas: loes, terrenos de relleno y de relleno por hidromecanización, limos marítimos, lacustres de río y de sedimentación reciente y turberas.

Se distinguen las siguientes variedades de compactación: 1) compactación gravitacional de los depósitos mullidos (limos, turberas) con carga estática (terrestre y subacuática); 2) compactación de los terrenos con cilindrado; 3) compactación de los terrenos con apisonamiento; 4) compactación del macizo de tierra con pilotes.

La compactación superficial se emplea para comprimir previamente y elevar la capacidad portante de los depósitos saturados de agua, que yacen en las bases de las presas de terraplén, diques, terraplenes de ferrocarril.

El procedimiento de compactación subacuática gravitacional con ayuda de una carga de arena se emplea durante la construcción de obras marítimas y fluviales sobre limos arcillosos.

La compactación de las rocas con cilindrado se utiliza durante la construcción de carreteras y ferrocarriles, aeródromos, asimismo como durante la explanación vertical del terreno y construcción de obras hidráulicas. La compactación se realiza con el fin de elevar la capacidad portante de las rocas y reducir su permeabilidad.

El apisonamiento se utiliza en la construcción civil, industrial, de carreteras, de obras hidráulicas y otras, para compactar diversos tipos de terraplenes (almohadas, diques, presas, caballones), revestimientos de tierra, recubrimientos, pantallas.

Durante la compactación del macizo de rocas con pilotes todos los tipos de éstos, hundidos en la roca sin haberla extraído, ejercen en cierto grado una acción compactadora a cuenta de la reducción de la porosidad de la roca en una magnitud igual al volumen total de los pilotes hincados.

Los pilotes moldeados in situ se colocan mediante la creación de cavidades cilíndricas en la roca y el relleno de estas cavidades con

un material más compacto y resistente, o con sustancia cementadora. En dependencia de la composición del material de relleno los pilotes moldeados in situ pueden ser de hormigón, hormigón armado, arena, cemento con arena.

Con ayuda de los pilotes moldeados in situ se mejoran las rocas arenosas, de turba con limo, arcillosas (de consistencia inestable), mullidas y de poca resistencia, en la zona activa de las bases de las obras hasta la profundidad de 30 m y más. Con los pilotes, generalmente, se atraviesa toda la pila que se compacta y no menos de 1 m de la capa subyacente.

La compactación sísmica de las rocas se efectúa con la energía de la explosión. La energía de la explosión se utiliza durante la ejecución de excavaciones superficiales (a cielo abierto) y subterráneas (cerradas) para fines diferentes, así como también para la compactación de las rocas en el macizo.

Las explosiones cumulativas de acción dirigida se utilizan al hacer en las rocas arcillosas reservorios subterráneos para el almacenamiento de gasolina, petróleo, ácidos y otros líquidos.

Para la compactación en el macizo de rocas mullidas de loes, arcillosas y arenosas el procedimiento de explosión cumulativa de cargas barrenadas se combina exitosamente con los pilotes de hormigón armado, de tierra y otros, moldeados in situ.

Actualmente se han elaborado procedimientos para la compactación de las rocas con explosiones internas profundas y con explosiones subacuáticas profundas y superficiales.

El método de explosiones profundas se utiliza con eficacia al compactar rocas de arena saturadas de agua.

Las explosiones profundas también se utilizan al crear depósitos subterráneos en las rocas arcillosas. El método de explosiones de "camouflet" se basa en la capacidad de las rocas arcillosas a compactarse y consolidarse bajo la acción de las ondas de choque y presión de los gases que se originan durante las explosiones subterráneas.

La compactación de los terrenos con explosiones subacuáticas se efectúa en el medio ácueo. Las explosiones pueden ser superficiales y de profundidad. En el primero de los casos el explosivo se cuelga a la distancia de 0,5 m sobre la superficie del terreno a compactar y bajo una capa de agua de 1,0 . . . 1,5 m de espesor. Cuanto mayor sea la capa de agua sobre el explosivo tanto más efectiva será la compactación de las rocas, pues la capa de agua apantalla la energía de la explosión. La capa de agua entre el explosivo y la superficie de la roca que se compacta sirve de medio para la transmisión uniforme de la energía de la explosión.

Las explosiones subacuáticas profundas se utilizan para la compactación de los terrenos arenosos saturados de agua, y con esto las cargas de explosivos se colocan en pozos a profundidades determinadas.

El método de compactación de las rocas con vibración se emplea principalmente para elevar la estabilidad de las rocas de granos suel-

tos. Bajo el influjo de la vibración las partículas minerales experimentan movimientos oscilatorios, tiene lugar su desplazamiento y se logra una empaquetadura más densa. El resultado de la vibración es la compactación de la arena, la disminución de su porosidad y el aumento del rozamiento interno. Se distinguen las compactaciones superficial y a profundidad por vibración.

La compactación superficial por vibración se efectúa con ayuda de una plancha vibratoria. Este procedimiento se utiliza para la compactación de las bases y revestimientos de los caminos y aeródromos y para la compactación de las obras de terraplén.

El empleo de la compactación profunda por vibración es racional para compactar pilas considerables de rocas de granos sueltos en superficies relativamente no grandes como, por ejemplo, la base para un cimiento, algunos tramos de las presas de terraplén.

La consolidación de las rocas durante la desecación de los terrenos inundados es el procedimiento más universal y accesible para el mejoramiento general del estado del macizo de roca.

La desecación se efectúa para resolver distintos problemas técnicos: 1) protección de las excavaciones superficiales y subterráneas contra su inundación por las aguas subterráneas; 2) desviación de las aguas subterráneas de los cimientos de las obras; 3) prevención contra el empantanamiento y altura de impulsión de las aguas subterráneas; 4) consolidación de los terrenos movedizos (arenas que pueden devolver el agua); 5) estabilización de las rocas en las bases de las obras; 6) prevención de los deslizamientos, escurrimientos y otras deformaciones de los declives y taludes de las excavaciones.

El procedimiento principal de desecación de las rocas arenosas es el drenaje hidrodinámico.

Durante la desecación de las rocas con el drenaje hidrodinámico, abatimiento de la capa acuífera, se extraen grandes masas de aguas subterráneas, aumentando con ello considerablemente las velocidades de su filtración. Esto último provoca el lavado y la lixiviación de las rocas. La disminución de la fase líquida en las rocas conduce a la variación de su estado y de sus propiedades.

En las rocas no salinas de grava-arena y arenoarcillosas el descendimiento de la capa acuífera conduce, fundamentalmente, a la compresión por depresión. Al descender el nivel de las aguas subterráneas tiene lugar la anulación del efecto de la suspensión hidrostática de las rocas y el correspondiente aumento de las tensiones en el esqueleto de la roca. Este aumento de las tensiones contribuye a la compresión por depresión, es decir, a la compactación de la roca. Como resultado aumenta la densidad y la resistividad de la roca al desplazamiento y a la compresión, disminuye la humedad y el coeficiente de filtración de la roca. Según los cálculos de Winsslow y Dopel, una sexta parte de los afluios de agua al pozo tiene lugar a cuenta de la succión del agua del complejo de rocas arenoarcillosas durante el proceso de su compresión por depresión.

La compresión por depresión de las rocas arenoarcillosas fue propuesta por primera vez por M. E. Knorre. Actualmente este método se utiliza ampliamente para comprimir las bases naturales débiles, teniendo por objetivo la prevención de asientos grandes de las obras. Durante el descendimiento de la capa acuífera tienen también lugar cambios del estado y de las propiedades de las rocas, particularmente de las rocas arenoarcillosas y salíferas, no vinculados a la acción de la "carga de depresión": 1) deformaciones volumétricas de las rocas, provocadas por la variación de la composición química y concentración de las sustancias en las aguas subterráneas, por las variaciones en la composición de las bases absorbidas y por la capacidad de intercambio; 2) deformaciones del asentamiento de las rocas arcillosas, provocadas por la migración del agua capilar y adsorbida; 3) fenómenos de compactación bajo la acción de la masa de las rocas suprayacentes, que tienen lugar como resultado del debilitamiento de los enlaces estructurales en la roca en el proceso de la lixiviación difusiva y lixiviación de filtración de las sales, etc.

El método de saturación con agua se utiliza para eliminar el asentamiento compresible de los loes. La humectación conduce al quebrantamiento de los enlaces estructurales, variación de la estructura de los loes y provoca asientos. El asiento de los loes se provoca mediante su humectación con agua a través de pozos.

En 1962 I. M. Litvinov elaboró un método acelerado de compactación profunda de las rocas de asentamiento compresible de potencia grande. La esencia de este método consiste en la utilización de la humectación de los loes conjuntamente con la explosión, contorneando previamente la zona de compactación con zanjas.

§ 3. Métodos físicos

Los métodos físicos, basados en la aplicación de campos físicos (eléctrico, de temperaturas, magnético), están orientados a incrementar la densidad, resistencia, resistencia al agua y al frío, eliminar el asentamiento compresible a cuenta de la modificación del carácter de los enlaces estructurales en las rocas.

Consolidación de las rocas por medio del campo eléctrico. La consolidación electroquímica es efectiva para las rocas arcillosas, limosas y movedizas, saturadas de agua, con el coeficiente de filtración menor de 0,1 m/día.

La esencia de la consolidación electroquímica consiste en que a través de la roca húmeda, con ayuda de un sistema de electrodos, se deja pasar corriente eléctrica continua con tensión de 60, 110 ó 220 V.

La corriente eléctrica provoca en la roca electrósmosis, electroféresis, electrólisis, reacciones de intercambio, formación y acumulación de nuevas combinaciones químicas. Estos procesos conducen al cambio del estado de las rocas arcillosas (desecación, consolidación), a consecuencia de lo cual mejoran sus propiedades mecánicas.

El efecto de consolidación electroquímica se intensifica al introducir en la roca soluciones de sales, suspensiones, sustancias químicas, que contribuyen a su formación estructural.

La consolidación electroquímica de las rocas tiene varias modificaciones:

1. Tratamiento eléctrico sin introducir adiciones químicas (es efectiva para las rocas con $k_f < 0{,}05$ m/día). Se subdivide en: a) compactación eléctrica, b) desecación eléctrica.

2. Tratamiento electrolítico a cuenta del influjo conjunto sobre la roca de la corriente eléctrica continua y del electrólito (por ejemplo, cloruro de calcio). Este método es aplicable a las rocas con $k_f <$ $< 0{,}01$ m/día.

3. Silicatización eléctrica, es decir, tratamiento de las rocas con corriente eléctrica continua introduciendo en ellas una solución de vidrio líquido y de endurecedor, u otras sustancias astringentes. Es aplicable a las rocas con k_f desde 0,1 hasta 0,005 m/día.

Consolidación térmica de las rocas. El método se basa en el influjo del campo positivo de temperaturas.

Se distinguen la *consolidación superficial* de las rocas arcillosas con estructura alterada y la *consolidación profunda* de las rocas con estructura no alterada.

En dependencia de la magnitud de la temperatura y del tiempo de influjo el tratamiento térmico de las rocas se divide en: calentamiento (temperatura hasta 500...600 °C), tostación (temperatura hasta 1000 °C) y formación de clínker (temperatura más de 1000 °C).

Los procesos principales, que provocan cambios en la roca, son los siguientes: 1) deshidratación de las partículas y de los minerales y agregación de las partículas; 2) ablandamiento de la parte dispersa, que conduce a la sinterización y transformación de la estructura de la roca; 3) disociación de los carbonatos y destrucción parcial de los silicatos de aluminio, con la formación del sílice amorfo, que conduce a la formación de silicatos de calcio y silicatos de aluminio; 4) fusión; 5) cristalización.

La consolidación térmica de las rocas con estructura no alterada, o la tostación profunda, se utiliza fundamentalmente para la consolidación de las rocas de loes de asentamiento compresible.

La quema del combustible (gaseoso, líquido, sólido) se efectúa o bien directamente en la pila de la roca a consolidar, o bien en las bocas de los pozos o sobre éstos, regulando la composición química de los productos de la combustión mediante las correspondientes adiciones químicas. Para la creación del campo de temperaturas también se utiliza la corriente eléctrica. En la actualidad se han introducido los métodos de fusión eléctrica de las arenas movedizas y de deshielo de las rocas congeladas durante muchos años.

Consolidación de las rocas por la acción del campo de temperaturas negativas. El procedimiento de congelación puede utilizarse tanto para la consolidación de rocas inundadas débilmente (arenas, arcillas, arenas movedizas) como para la consolidación de rocas duras

fisuradas e mundadas por el agua. Sin embargo, las grandes velocidades del movimiento del agua por las grietas exigen grandes gastos de frío y tiempo para la congelación, por lo que a veces se limita la utilización de este procedimiento.

La esencia del método de congelación se reduce a la creación alrededor de la excavación de una pared monolítica de roca congelada. La consolidación de las rocas se basa en la cristalización del agua, que se encuentra en los poros, capilares y grietas, y que cementa las partículas y agregados de las rocas.

§ 4. Métodos físico-químicos

Los *métodos físico-químicos* son aplicables, fundamentalmente, a las rocas arcillosas, que poseen capacidad de intercambio considerable o elevada, asimismo como durante los métodos complejos de su consolidación. El principio del influjo consiste en el tratamiento de las rocas con pequeñas dósis de reactivos (no más del 1...3 %), que varían la capacidad de intercambio de éstas y la superficie de las partículas minerales. El tratamiento se realiza con el fin de cambiar la estructura (dispersión, agregación) o de proteger la estructura natural de la roca (por ejemplo, del influjo del agua). A los métodos físico-químicos pertenecen: la colmatación, el arcillado, el enlodado, el enarenamiento, el enturbamiento y la salificación.

Los *métodos químicos* propiamente dichos se basan en la introducción en la roca de reactivos químicos, hecho que conduce a un aumento considerable de su resistencia mecánica, resistencia al agua y al frío, y a la reducción de la permeabilidad al agua como resultado de la variación de la composición y carácter de los enlaces estructurales.

Entre los métodos químicos se emplean más ampliamente la bituminación, silicatización, cementación y el tratamiento con cal.

La bituminación de las rocas se subdivide en profunda (en el macizo) y superficial. La bituminación caliente (introducción en la roca de betún calentado hasta 160 °C) se utiliza para la consolidación y aislamiento hidrófugo de las rocas agrietadas con abertura de las grietas de hasta 0,2 . . . 1 mm e higroscopia específica Q de hasta 0,5 l/min. La bituminación fría (introducción en la roca de emulsiones bituminosas) se utiliza para la consolidación y aislamiento hidrófugo de las rocas de grava con arena y arenosas con k_f desde 10 hasta 100 m/día e higroscopia específica de 0,1 . . . 1 l/min. El aislamiento de tierra-betún resiste una presión hidrostática de más de $2{,}5 \cdot 10^5$ Pa.

La bituminación profunda se utiliza para comunicar impermeabilidad a las rocas fisuradas y a las de cascajo con grava, y asimismo a las arenas, sobre todo si en éstas existen aguas subterráneas que se mueven a gran velocidad, o aguas agresivas, cuando es infructuoso emplear morteros de cemento portland.

Consolidación de las rocas con polímeros sintéticos. Al utilizar polímeros sintéticos se forma una estructura de las rocas resistente y durable, siendo pequeño el gasto de sustancia aglutinante.

Los productos de la polimerización y policondensación, prácticamente, no se exponen a la degradación o desintegración en monómeros primigenios y, generalmente, representan en sí sustancias químicamente inertes, insolubles en el agua y resistentes a las influencias biológicas.

Los más divulgados son los métodos de consolidación de los macizos de rocas arenosas con inyecciones de resinas ureicoformaldehídicas.

Consolidación de las rocas con soluciones de vidrio líquido (soluciones de silicatos). La silicatización se subdivide en bisolucional y monosolucional.

El procedimiento bisolucional de silicatización (consolidación de las arenas) prevé la inyección en el macizo de dos soluciones: de vidrio líquido y de endurecedor. Como resultado la arena adquiere una resistencia mecánica considerable [$\sigma_{com} = (5 \ldots 60) \cdot 10^5$ Pa] e impermeabilidad al agua. La resistencia del terreno silicatizado no disminuye al ser influido por aguas ácidas agresivas.

La consolidación está determinada por la reacción que transcurre entre el vidrio líquido y el endurecedor (por ejemplo, cloruro de calcio), con la formación de gel de sílice:

$$Na_2O \cdot nSiO_2 + CaCl_2 + mH_2O = nSiO_2(m-1) + CuOH + 2NaCl.$$

Semejante silicatización bisolucional es efectiva para los terrenos con coeficiente de filtración desde 2 hasta 80 m/día.

En calidad de endurecedor del vidrio líquido pueden también utilizarse el ácido sulfúrico, el aluminato sódico, los ácidos fosfóricos, el sodio o amonio silifluóricos, el gas carbónico y otros.

El procedimiento monosolucional de silicatización tiene dos modificaciones: 1) para las rocas activas químicamente, como son los loes y 2) para las rocas químicamente no activas, como son las de granos finísimos y finos.

El procedimiento de silicatización de los loes se basa en la penetración fácil y rápida (a una presión no grande de $(2 \ldots 3) \cdot 10^5$ Pa) de la solución diluida de silicato (10 . . . 20 % de concentración) y el desprendimiento de una película de silicagel, que cementa el loes. Con esto el loes adquiere resistencia al agua, resistencia mecánica [$\sigma_{com} = (8 \ldots 18) \times 10^5$ Pa].

El procedimiento de silicatización monosolucional de las arenas de granos finos y de las arenas movedizas consiste en que en la roca, mediante un sistema de inyectores, se introduce una solución coloidal de silicato en estado de líquido débilmente viscoso, el tiempo de gelificación del cual ha sido fijado con anticipación. Con esto, el agua que rellena los poros de la roca se desaloja y se sustituye por un sol que, transcurrido un tiempo determinado, se convierte en gel. El gel rellena los poros de la arena y cementa las partículas, convirtiendo la arena en arenisca impermeable al agua con resistencia mecánica elevada.

En calidad de coagulador del silicatosol se emplean: H_3PO_4; H_2SO_4; $(NH_4)_2SO_4$; H_2SiF_6; $NaO \cdot Al_2O_3$ y otros.

La resistencia mecánica de los geles ácidos es algo mayor que la de los geles alcalinos: transcurridas unas horas σ_{com} alcanza $(40 \ldots 60) \cdot 10^5$ Pa. La resistencia mecánica de las arenas, consolidadas con soles, es generalmente de $(1.5 \ldots 2{,}5) \cdot 10^5$ Pa y más.

Los silicatosoles sobre la base del vidrio líquido tienen una viscosidad insignificante, próxima a la del agua, lo que permite efectuar inyecciones de rocas cuyo coeficiente de filtración es desde 0,3 m/día y más. La resistencia de las arenas consolidadas es desde 10 hasta $(40 \ldots 80) \cdot 10^5$ Pa.

La cementación de las rocas se utiliza para crear cortinas antifiltrantes, bases y revestimientos de carreteras y aeródromos y para la creación de materiales de construcción. La consolidación de las rocas con cemento es el método más difundido y económico.

Se utilizan diferentes clases de cementos: cementos Portland, romanos, de escoria, puzolánicos y otros. El cemento Portland representa en sí un astringente hidráulico, que se obtiene mediante la tostadura hasta la sinterización de una mezcla de materias primas de composición adecuada que garantiza una predominancia de los silicatos de calcio en el clínker obtenido. El proceso de endurecimiento del cemento está determinado por la hidratación de los minerales fundamentales del clínker: $3CaO \cdot SiO_2$; $3CaO \cdot Al_2O_3$; $4CaO \cdot Al_2O_3 \times Fe_2O_3$ y otros.

Los productos de la hidratación e hidrólisis del cemento (como resultado de la silificación, aluminosis, procesos químicos, de adsorción química y de intercambio) son aptos para entrelazarse con todos los componentes minerales del terreno. El grado y mecanismo de enlazamiento (consolidación del terreno cementado) dependen de la actividad (dimensiones y naturaleza) de la superficie de las partículas minerales y de sus agregados, particularidades cristaloquímicas y propiedades termofísicas, propiedades de los minerales que constituyen el terreno, asimismo como de su solubilidad, sobre todo en el medio alcalino. La cementación se subdivide en profunda (consolidación de las rocas en el macizo) y superficial (consolidación de las rocas con estructura alterada).

El procedimiento de cementación superficial se utiliza en la construcción de carreteras y aeródromos, y como resultado del tratamiento se obtiene un revestimiento firme [$\sigma_{com} = (50 \ldots 200) \cdot 10^5$ Pa] y resistente al frío.

La esencia de la cementación profunda consiste en que a través de pozos perforados, o inyectores, se inyectan a presión (desde 3 hasta $70 \cdot 10^5$ Pa) lechadas (suspensiones) de cemento y agua, o mezclas complejas de consistencia líquida de cemento, agua, arena, arcilla y adiciones químicas.

La lechada rellena las grietas y las cavidades en la roca y después endurece, como resultado de lo cual disminuye la permeabilidad al agua y la roca adquiere una resistencia mecánica considerable.

La cementación queda limitada (GOST 4759—49) por la dimensión de las grietas, de hasta 0,1 mm, por la velocidad de las aguas subterráneas, de hasta 200 m/día, y por la clase de agresividad de las aguas subterráneas (de lixiviación, carbónica, ácida general, sulfática y magnesiana).

La consolidación de las rocas con cal es uno de los procedimientos de reforzamiento de éstas en las bases de los revestimientos de carreteras y aeródromos. El tratamiento con cal también se utiliza en la fabricación de materiales de construcción. Últimamente la cal se emplea para la consolidación de los limos (con pilotes de cal —arena como drens) y durante la consolidación compleja de las rocas.

La consolidación de las rocas con cal está determinada por: 1) la evaporación del agua y la cristalización gradual del hidróxido de calcio; 2) la carbonación del hidróxido de calcio al absorber CO_2 del aire; 3) los procesos de adsorción química y químicos de fijación del sílice en los hidrosilicatos de calcio.

§ 5. Terrenos de relleno y masas de rocas de las escombreras y canteras

El subgrupo dado reúne los terrenos rellenos en seco y mediante la hidromecanización, las masas rocosas de las escombreras y terreros, asimismo como la denominada capa cultivada, por la que se sobreentienden las capas superiores de rocas en las localidades, que fueron transformadas por el hombre y que incluyen los vestigios de la cultura material (pedazos de material de construcción, enseres domésticos, etc.).

Según las investigaciones de F. V. Kotlov la composición de la masa mineral fundamental de la capa cultivada, generalmente corresponde a las condiciones geológicas de la localidad, y la composición de las "inserciones culturales" queda determinada por el carácter y estado de la actividad económico-cultural del hombre. A diferencia de las rocas la capa cultivada es muy heterogénea por su composición y su espesor es irregular. En la composición de ciertas variedades de esta capa se advierte un contenido muy elevado de inclusiones orgánicas. Semejantes formaciones son inservibles en calidad de bases para las obras.

Los terrenos aportados se acumulan en los diversos sistemas de irrigación, canales y embalses de almacenamiento. Por sus propiedades dichos terrenos se aproximan a los sedimentos de los lagos y ríos contemporáneos.

Con el desarrollo de la técnica de hidromecanización de los movimientos de tierra obtienen amplia propagación las obras de terraplenes y escombreras hidráulicas.

Durante el proceso de erección de este tipo de obras se advierte un fraccionamiento de la roca, es decir, la segregación de las partículas de arena y grava y de las partículas detríticas finas pulverulentoarcillosas. Las fracciones señaladas se colocan en las escombreras

con diferentes pendientes, cuya magnitud depende de la dimensión de los granos, gasto específico de agua y algunos otros factores. El valor aproximado de estas pendientes, para los casos de flujo libre de la papilla y gasto de agua entre 300 y 1200 m³/hora, se expone en la tabla 26.

Según los datos de G. A. Nurka, la argilita triturada se coloca por el agua bajo un ángulo de 20 hasta 30°, y las masas de los escoriales de Prokopevsk (Kuzbás), colocados hidráulicamente, se apilan bajo un ángulo de 25 . . . 26°.

Las rocas de detritos groseros y las rocas arenosas, que desprenden el agua con facilidad, se colocan compactamente. Las rocas arcillosas durante largo tiempo conservan fluidez y una constitución mullida.

Masas de roca de las escombreras. Durante la explotación de yacimientos de minerales a cielo abierto se requiere extraer del macizo gruesas capas de rocas de destape y transportar éstas hasta

Tabla 26

VALORES DE LAS MAGNITUDES DE LAS PENDIENTES PARA LAS MASAS DE ROCA COLOCADAS HIDRAULICAMENTE

Roca	Declive de la superficie	
	terraplén hidráulico a cielo abierto	terraplén hidráulico bajo el agua
Grava con arena	0,70...0,50	1,00...0,70
Arena de grano grueso	0,20...0,10	0,30...0,20
" de grano medio	0,07...0,06	0,20...0,15
" de grano fino	0,04...0,03	0,15...0,10
Tierra arenosa liviana	0,03...0,01	0,07...0,015
Rocas arcillosas	0,015...0,007	—

las escombreras. Las últimas pueden encontrarse tanto en el contorno de la cantera (escombreras interiores) como fuera de ella (escombreras exteriores).

Los terraplenes de escombros se caracterizan por las siguientes particularidades. La forma del talud de la escombrera se aproxima a la rectilínea, lo que se explica por las condiciones de su formación durante el acopiamiento libre de rocas. Con esto las rocas se disponen bajo el ángulo del talud natural, que alcanza los siguientes valores:

para las rocas arenoarcillosas . . . . . 30 . . . 40°
para las rocas semiduras (semifirmes) . . . . . 37 . . . 44°
para las rocas duras (firmes) . . . . . 45°

Durante el proceso de formación de escombreras se advierte un esponjamiento de las rocas, siendo así que el coeficiente de esponjamiento de las arenas (la relación entre las masas volumétricas en estado natural y en el terraplén) es de 1,1 . . . 1,25; para las arcillas el coeficiente de esponjamiento alcanza 1,6 (A. M. Drannikov). Sin

embargo, cuando las escombreras son altas (más de 20 m), las rocas arenoarcillosas adquieren en las bases de éstas una densidad que se aproxima a su densidad en estado natural.

Durante el esponjamiento de las rocas en el proceso de su excavación y transporte a la escombrera se advierte una reducción de su resistencia mecánica. En las condiciones de la cuenca carbonífera de carbones lignitosos de Dneprovsk (rocas arenoarcillosas), al trabajar

Tabla 27

DISMINUCION DE LA RESISTENCIA MECANICA DE LAS ROCAS EN LAS ESCOMBRERAS

Roca	Coeficientes de reducción	
	del ángulo de rozamiento interno	de la cohesión
Arcillosa	0,72	0,57
Arenosa	0,95	0,60

con puentes de transporte-descarga, la reducción de la resistencia mecánica de las rocas en las escombreras interiores se caracteriza por los datos de la tabla 27.

Las escombreras pueden ser homogéneas, cuando en ellas se colocan rocas que litológicamente son homogéneas, o heterogéneas, cuando en las escombreras se almacenan rocas heterogéneas por su composición litológica.

La heterogeneidad de la escombrera puede estar también suscitada por el resultado del fraccionamiento natural de las rocas en el proceso de su vertimiento. Con ello, las fracciones más finas de las rocas se acumulan en la parte superior del terraplén, y las más gruesas en la parte inferior. Semejante tipo de constitución del terraplén también se forma cuando se vierten rocas de diferente composición litológica, como por ejemplo, arenas y arcillas compactas. Aquí la masa arenosa se concentra en la parte superior de la escombrera, y parcialmente alcanza la parte media, mientras que los pedazos y terrones de arcilla ruedan hacia abajo.

Las masas de las escombreras se caracterizan por la heterogeneidad de su densidad. Como regla, la densidad de estas masas es función del tiempo de existencia de la escombrera y aumenta con la profundidad, bajo la acción de las masas suprayacentes.

La compactación de las escombreras tiene también lugar bajo la acción de la fuerza del golpe de la roca que se vierte sobre la superficie de la escombrera y de la masa de las máquinas y mecanismos que trabajan en dicha superficie. Al erigir escombreras, por ejemplo, en conos, en sus bases y en toda su altura se forma un núcleo compactado.

Debido a la compactación progresiva del terraplén de la escombrera, que sobre todo es muy intensa en el primer período de su existencia, aumenta la cohesión de las masas de roca en la escombrera. Según los datos aproximados de S. I. Popov, cuando la "edad" del terraplén es de 1,5 años, la cohesión de los terraplenes arenoarcillosos se restablece, respectivamente, en el 38 y 50%.

Segunda parte
GEOLOGÍA DE INGENIERÍA DE LOS MACIZOS DE ROCAS

CAPITULO 6

Respecto a las propiedades de las rocas en la muestra y en el macizo

§ 1. Conocimientos preliminares

La experiencia y las investigaciones de la conducta de las rocas en el macizo testimonian la dependencia entre las propiedades de las rocas y sus particularidades como cuerpos geológicos y condiciones concretas de su disposición en el macizo. Los datos de las divergencias considerables de las propiedades de las rocas en las muestras y en el macizo también testimonian esto. Así, el módulo de elasticidad, obtenido en las muestras, es frecuentemente superior en uno o dos órdenes al módulo de elasticidad obtenido en las condiciones naturales.

Las causas principales de la divergencia entre las propiedades de las rocas en las muestras y en el macizo son las infracciones de las condiciones de similitud: del estado geométrico de tensión y del tiempo (duración de las investigaciones). El efecto de la descarga de la roca como resultado de la extracción de la muestra del macizo y las deformaciones que, inevitablemente, acompañan la descarga, asimismo como las variaciones de la composición de las fases (pérdida de humedad, desgasificación) y los deterioros mecánicos, ejercen un influjo determinado.

Muchos de los fenómenos de la heterogeneidad de la textura y de la fisuración no pueden ser representados en volúmenes pequeños, es decir, en las muestras. Al mismo tiempo, el papel de estos fenómenos en el desarrollo de los procesos mecánicos y otros procesos en los macizos de rocas es extraordinariamente grande. Todos los quebrantamientos de la estabilidad de las rocas en los alrededores de las excavaciones y regiones (zonas) de su localización, que por sus consecuencias son serios, están relacionados con los fenómenos de la heterogeneidad estructural y física de la roca y del macizo de rocas en su conjunto.

Se conocen diferentes métodos de determinación de las propiedades de las rocas en el macizo. Las búsquedas en este sentido continúan también en la actualidad. Estas tienden a perfeccionar los métodos y medios técnicos de ejecución de los ensayos en las muestras de las rocas en condiciones que se aproximen máximamente a las naturales, y a revelar el papel que los factores aislados de la heterogeneidad estructural y física juegan sobre las propiedades de las rocas en el macizo, utilizando para este fin los métodos del experimento modelado. También tienen perspectiva los métodos de simulación, basados en el descubrimiento de objetos naturales que responden a las condiciones de la denominada "similitud integral" y que se basan en la teoría de la similitud y en la teoría de la diagnosis de las muestras (L. B. Rozovsky). A continuación se examinan los factores principales de la desigualdad de las propiedades de las rocas en las muestras y en el macizo.

§ 2. Fenómenos de heterogeneidad de las rocas en las muestras y en el macizo

Los indicios básicos (composición sustancial, estructura del esqueleto mineral y del espacio intersticial, enlaces interminerales) de las rocas, como regla general, no permanecen constantes en todo el volumen de la roca, y varían al pasar de un punto a otro (fenómeno de heterogeneidad) y al cambiar la dirección (fenómeno de anisotropía).

Tabla 28

GRUPOS DE ROCAS SEGUN LAS CARACTERISTICAS DE HETEROGENEIDAD Y ANISOTROPIA

Grupo de rocas	Variación de los indicios básicos de la roca
Homogéneas	Aproximadamente son equivalentes en todo el volumen de roca y en todas las direcciones
Heterogéneas seudoisótropas	Cualitativamente son diferentes en tramos aislados, pero son aproximadamente equivalentes en todas las direcciones
Homogéneas anisótropas	Cambian con la variación de la dirección, pero se mantienen en cualquir dirección dada
Heterogéneas y anisótropas	Son diferentes en todas las partes del volumen de roca y cambian al variar la dirección

Los fenómenos de heterogeneidad y anisotropía no siempre, ni mucho menos, son idénticos para la roca en las muestras y en el macizo. Así, cuando la variabilidad de los indicios básicos es desordenada, la roca en el macizo se puede examinar como un cuerpo seudohomogéneo, mientras que en las muestras ésta descubre una heterogeneidad de ostensible matiz. En la misma medida, cuando existe un plegamiento

"secundario" intenso u ondulación, la roca se porta en el macizo como un cuerpo seudoisótropo; en las muestras ésta es anisótropa.

Es evidente que en estos casos y en otros análogos no se pueden transpasar las características de heterogeneidad y anisotropía de la roca en las muestras al macizo.

Según las características de heterogeneidad y anisotropía se pueden distinguir los siguientes grupos de rocas (tabla 28).

Los grupos de rocas, enumerados según las características de heterogeneidad y anisotropía, se establecen por los indicios microscópicos. Pero en la naturaleza se conocen casos en los que la anisotropía de las propiedades de las rocas se revela solamente a nivel de la microtextura. En semejantes casos la anisotropía queda determinada por la orientación precisa de los ejes cristalográficos (y, conformemente, de los planos de crucero) de ciertos minerales engendradores de rocas como, por ejemplo, el cuarzo en los granitos. Según las investigaciones de L. M. Muzyriov (1973) con la anisotropía va vinculada la dirección de la "divisibilidad" óptima de la roca durante la extracción y elaboración de piedras sueltas.

§ 3. Fisuración de las rocas en el macizo

La resistencia de las rocas, cuando las demás condiciones son iguales, depende de su carácter monolítico. Al quebrantar éste (al aparecer fisuras) la resistencia mecánica de las rocas se reduce invariablemente.

La fisuración es una propiedad general de las rocas duras y semiduras. La naturaleza de la fisuración de las rocas es diversa. Una parte de las fisuras surge durante el proceso de formación de la roca. Tales son las denominadas grietas "primarias", a las que pertenecen las *litogenéticas* de las rocas sedimentarias, las *de contracción* de las rocas magmáticas y las *de clivaje*, de las rocas metamórficas. En las etapas ulteriores de variación de la roca pueden aparecer grietas "secundarias". A éstas pertenecen las grietas *tectónicas*, conjugadas con las dislocaciones disyuntivas y plegamientos y que, respectivamente, se denominan grietas disyuntivas y de plegamiento, las *exógenas*, representadas por las grietas de meteorización y descarga, y las *artificiales*, que surgen durante los trabajos de perforación por barrenos, excavaciones mineras y otros.

Los tipos genéticos enumerados de fisuración de las rocas componen los sistemas de grietas, cuyas características tridimensionales geométricas y otras, son típicas para cada uno de ellos.

Al estudiar la fisuración de las rocas se presta atención a:

1) la orientación de unas grietas del sistema dado respecto a las otras y respecto a las superficies limítrofes (contactos con las rocas encajantes) y a las alteraciones tectónicas;

2) la variación de las características de la fisuración (elementos de la disposición de las grietas, grados de abertura y extensión, intensidad de su desarrollo, grados de rugosidad de las paredes de la

grieta y existencia de pegotes en su superficie) en el plano y a profundidad;

3) el relleno ("cicatrización") de las rocas por neogénesis minerales.

Se distingue la micro- y macrofisuración de las rocas. La *microfisuración* no se advierte visualmente. La extensión de las microfisuras supera un poco las dimensiones lineales de los granos minerales. En las rocas duras las microfisuras, generalmente, atraviesan los límites de los granos, y menos frecuentemente pasan por estos últimos. A menudo las microfisuras están conjugadas con la microtextura de la roca, es decir, con la orientación ordenada de los ejes cristalográficos de ciertos minerales que constituyen las rocas. En este caso las microfisuras se desarrollan por las direcciones de crucero y, de tal modo, acrecientan la anisotropía de las propiedades de las rocas. La extensión de las microfisuras puede ser considerable y, frecuentemente (por ejemplo, en la corteza de meteorización), por éstas se desarrolla el macroagrietamiento de la roca.

Las macrogrietas se advierten visualmente. Las más desarrolladas de ellas penetran la roca en un espesor considerable (o en todo él), dividiéndola en bloques estructurales aislados. Como resultado la roca en el macizo adquiere una estructura de bloques, y en las zonas de la corteza de meteorización se transforma en una pila "desarmable". Cuando el grado de abertura es pequeño las macrogrietas determinan la fácil "divisibilidad" de la roca en el macizo.

El grado de abertura y la intensidad de desarrollo de las macrogrietas disminuye generalmente con la profundidad. A grandes profundidades las macrogrietas se sustituyen por microfisuras.

La macro- y microfisuración, conjuntamente con las oquedades de otros tipos morfogenéticos, constituyen la denominada superficie fásica externa de la roca. La variación de las propiedades físicas (en primer lugar de resistencia mecánica) de las rocas está vinculada estrechamente al área específica de esta superficie. Naturalmente, con el aumento del área específica de la superficie fásica externa es de esperar una activación de la interacción de la fase sólida (del esqueleto mineral) con las fases móviles, que rellenan el espacio intersticial.

En la capa superficial de las redes cristalinas de los minerales, bajo el influjo de las tensiones tangenciales, se desarrolla la *fisuración submicroscópica de la roca*. Como resultado surge una superficie fásica interna, formada por una compleja red de telaraña de fisuras y dislocaciones submicroscópicas que se comunican entre sí; las fisuraciones microscópica y submicroscópica ejercen una gran influencia sobre los índices de resistencia de la roca, en particular, sobre su ablandamiento (es decir, sobre el valor de reducción de la resistencia mecánica de la roca, al saturarla con agua), resistencia al frío, resistencia a la meteorización, y otros.

Durante las investigaciones ingeniero-geológicas, generalmente, se limitan a estudiar la micro- y macrofisuración de la roca, prestando fundamentalmente atención a: a) el establecimiento de las direccio-

nes principales del desarrollo de las macrogrietas; b) la intensidad del desarrollo de las fisuras de diferente orientación; c) la determinación de la magnitud de la reducción de la resistencia mecánica de la roca en el macizo a cuenta de la fisuración.

Como resultado de la elaboración estadística de los datos de las mediciones naturales se determina el *coeficiente volumétrico de macroagrietamiento y el coeficiente de debilitamiento* estructural de la roca en el macizo, K_{deb}.

El coeficiente volumétrico de macroagrietamiento

$$W = \frac{1}{V}, \qquad (II.1)$$

donde V es el volumen del bloque estructural elemental, en m^3, igual a

$$V = \frac{\bar{a}_1 \bar{a}_2 \bar{a}_3}{\left(1 \pm \sqrt[3]{\frac{\bar{a}_1 \bar{a}_2 \bar{a}_3}{\bar{a}_4}}\right)\left(1 + \sqrt[3]{\frac{\bar{a}_1 \bar{a}_2 \bar{a}_3}{\bar{a}_5}}\right)\left(1 + \sqrt[3]{\frac{\bar{a}_1 \bar{a}_2 \bar{a}_3}{\bar{a}_6}}\right)},$$

y $\bar{a}_1$, $\bar{a}_2$, . . ., $\bar{a}_6$ son las distancias medias entre las grietas de los sistemas 1, 2, 3, . . ., 6.

La distancia media entre las grietas de cada sistema dado $a = \frac{P}{n} \operatorname{sen} \alpha$, donde P es el perímetro del volumen de roca investigado en el macizo (pilar de rocas); α, el ángulo medio de buzamiento de las grietas; n, el número de grietas del sistema dado.

Para la apreciación del influjo de la fisuración sobre la resistencia de la roca en el macizo se han propuesto diversos métodos, incluyendo los basados en:

a) los ensayos de laboratorio de las muestras de rocas de dos dimensiones ostensiblemente diferentes y la construcción con los datos de estos ensayos de los pasaportes del efecto calculado en escala grande y de la resistencia mecánica media de la roca en el macizo (M. M. Protodiakonov);

b) los datos de los ensayos de las muestras de rocas en el laboratorio y en el ensayo de bloques aislados de roca en el macizo (BHIIMII—VNIMI).

En uno y otro caso las dimensiones de los volúmenes de roca que se ensayan, como regla, no son representativos, pues en estos volúmenes no pueden estar representados los fenómenos de gran escala de la desmembración fisural y de la macrotextura de la roca. Dicho de otro modo, con los métodos citados no se puede evitar por completo la infracción de las condiciones de similitud geométrica y estructural-mecánica de las muestras de roca y del macizo de roca.

§ 4. Factor de escala

El factor de escala es el resultado inevitable de las variaciones de las características ingeniero-petrográficas en dependencia de las dimensiones (y forma) de los volúmenes de roca que se investigan.

Los fenómenos de desigualdad de la anisotropía y fisuración de las rocas en las muestras y en el macizo, que examinamos más arriba, pertenecen a las manifestaciones particulares del factor de escala.

Se considera que, con el aumento de las dimensiones de las muestras, la resistencia mecánica de la roca disminuye invariablemente, en lo fundamental, a cuenta de la variación de las relaciones entre las dimensiones y la frecuencia de las grietas de las diferentes categorías en las muestras y en el macizo. Según algunos datos experimentales la reducción de la resistencia con el aumento de las dimensiones de las muestras tiene lugar hasta cierto valor límite, que es característico para cada roca dada. En los halogenuros (sales gema y potásica) se advierte un cuadro inverso: la resistencia mecánica de las muestras crece con el aumento de las dimensiones de éstas hasta un valor determinado, máximo para la roca dada, y después se observa una tendencia a su disminución. En las condiciones de las tensiones de tracción la resistencia de las rocas disminuye con el incremento de las dimensiones de las muestras. En el caso que examinamos, por lo visto, no es de poca importancia la plasticidad de los halogenuros y la "cicatrización" rápida de las microfisuras, que se desarrollan en la fase de deformación plástica de la roca. En virtud de esto se dificulta la transformación de la microfisuración en macroagrietamiento y el comienzo de la fase de destrucción de la roca. El propio proceso de su destrucción, generalmente, se encuentra vinculado con el fenómeno de la disminución de la resistencia de la roca en el proceso de la deformación plástica.

La destrucción de la roca en el macizo, generalmente, está ligada a la ruptura de su integridad por los contactos entre las variedades de las rocas dadas, que se diferencian entre sí por los índices básicos y que siempre se caracterizan por el debilitamiento brusco de la roca[1]).

Es evidente que el grado de reducción de la resistencia mecánica de las rocas en el macizo depende de las características de deformación de éstas (en particular, del grado de rigidez y plasticidad), heterogeneidades de su textura y estructura y de la anisotropía.

Conforme a las condiciones de los pilares de rocas el valor de la disminución de la resistencia mecánica de la roca en el macizo a cuenta de su fisuración puede ser apreciado mediante el coeficiente K_w, que numéricamente es igual al producto de tres coeficientes:

1) el coeficiente $f(\tau)$, que toma en consideración la disminución de la resistencia de la roca a las deformaciones de desplazamiento en el macizo en comparación con la resistencia a estas deformaciones en las muestras;

2) el coeficiente $f(\beta)$, que tiene en cuenta el influjo de la orientación de las grietas respecto a las tensiones tangenciales en el macizo;

---

[1]) Tal es la naturaleza del desconchonamiento de los techos de las excavaciones mineras en las pilas de los halogenuros estratificados o en lentejones.

3) el coeficiente $f(n)$, que toma en consideración la influencia de la densidad del grado de fisuración de la roca en el macizo, es decir, $K_w = f(\tau)\, f(\beta)\, f(n)$.

Los coeficientes enumerados pueden ser determinados por los datos de las mediciones directas de las direcciones principales de la fisuración, densidad del desarrollo de las grietas y resistencia al desplazamiento por cada sistema de grietas.

Se conocen casos cuando las grietas están "cicatrizadas" por neogénesis minerales. En este caso la determinación de la intensidad del grado de fisuración es posible según el contenido de sustancia que rellena las grietas. Semejante metodología fue propuesta y empleada durante el estudio de la fisuración de las areniscas cuprosas del yacimiento de Dzhezkazgán (autores V. I. Borsch-Komponiets y V. G. Goleva), en las que la mineralización está estrechamente ligada con la intensidad del macroagrietamiento de la roca.

§ 5. Influencia del medio ambiente geológico sobre las propiedades de las rocas en el macizo

Las observaciones demuestran que sobre la conducta y propiedades mecánicas de las rocas ejercen influencia el ambiente geológico de la disposición de éstas en el macizo, y a saber: 1) la resistencia mecánica, rigidez o plasticidad de las rocas encajantes; 2) la posición geólogo-estructural del desarrollo de la roca (o del punto de observación) en el macizo y 3) el carácter y el grado de heterogeneidad geólogo-estructural y física del macizo en su conjunto.

En las condiciones de los trabajos de construcción y explotación de minas también ejercen influencia sobre la conducta (y propiedades) de las rocas los factores de la tecnología minera. Los factores enumerados crean condiciones especiales de desarrollo de los procesos deformatorios, que se diferencian considerablemente de las condiciones de los ensayos de las muestras de roca en los laboratorios. En calidad de ilustración se pueden aducir los ejemplos siguientes. La sal gema, al estar rodeada de anhidritas, se deforma como un cuerpo plástico. Esa misma sal gema, al estar rodeada de rocas potásicas, más plásticas, se comporta como un cuerpo rígido. Las arcillas plásticas, durante el desarrollo de los diapiros carbonoarcillosos, levantan y ensanchan las capas de lignito. Con esto, tanto las rocas arenosas en la pila de carbones y arcillas como las rocas laterales se dividen en cuñas pequeñas, cuyos desplazamientos recíprocos crean el cuadro del arrugamiento seudoplástico de las capas de arena.

Es evidente que los conceptos de plasticidad y rigidez de las rocas son convencionales, relativos y dependen de las condiciones concretas del desarrollo del proceso deformatorio. Respecto a esto testimonia también el hecho de que las rocas arcillosas (plásticas) en las pilas más plásticas de lignitos se comportan lo mismo que las arenas en una pila de rocas arcillosas.

Es conocida la diferente conducta de una misma roca en los alrededores de las excavaciones en las partes de los ganchos (cúpulas) de los pliegues (acción del efecto de la cúpula) y en las alas de éstos, cuya formación transcurre en las condiciones de tensiones de tracción y de deformación.

Las capas carboníferas frecuentemente son explosivas. La capacidad explosiva aumenta con la profundidad de su yacimiento, pero no sólo depende de ésta. Por lo visto, la localización de los fenómenos de las irrupciones súbitas de carbones y gases en la capa dada está estrictamente sincronizada a los tramos (zonas) de las deformaciones residuales intensas, que van acompañadas no sólo del arrugamiento de la roca, sino también de las deformaciones de desplazamiento (incluyendo los microdesplazamientos) y de la cataclasis. La elevada rigidez y la pequeña permeabilidad a los gases de las rocas encajantes se debe considerar también como una circunstancia que contribuye al surgimiento de estos fenómenos, tan peligrosos por sus consecuencias.

§ 6. Influencia de las condiciones hidrogeológicas

El agua, prácticamente, es un componente permanente de la fase líquida de las rocas. Debido a sus propiedades excepcionales, como son su elevada movilidad, su capacidad calorífica y su actividad química, el agua ejerce un influjo muy importante sobre las propiedades de las rocas y sobre los procesos que transcurren en éstas. Prácticamente, todos los fenómenos electrocinéticos, que tan importante papel juegan en los cambios del estado y propiedades de las rocas, transcurren en presencia del agua y bajo su activa participación.

Los procesos de migración de las aguas subterráneas en las condiciones del abatimiento de la capa acuífera y ejecución de los trabajos de minería, que alcanzan gran intensidad, son la causa de muchos fenómenos geológicos de minería, sobre todo en las pilas de rocas dispersivas, incluyendo las hidrófilas (arcillosas) y las de granos sueltos. A estos fenómenos pertenecen, en particular, los procesos de consolidación de las rocas arcillosas, de destrucción por filtración de las rocas de granos sueltos y otros.

Las propiedades de las aguas subterráneas son inconstantes y, por lo tanto, el efecto de su influencia sobre el estado y propiedades de las rocas está sometido a determinadas oscilaciones. En medida determinada la variabilidad de las propiedades de las rocas es el resultado de la alta sensibilidad de la estructura de la propia molécula de agua, más exactamente, de la asociación de las moléculas monolíticas en enjambres símiles al hielo. En cada uno de ellos pueden haber desde 12 hasta 150 moléculas, cuyo tiempo de existencia (y de formación) no supera 10^{-10} . . . 10^{-11} s.

Debido a las variaciones de la estructura molecular del agua, que, por ejemplo, transcurren al elevarse con la profundidad la temperatura y la presión, se advierte una elevación de la capacidad migra-

toria del agua en las pilas que prácticamente son impermeables en las condiciones termodinámicas normales. Una consecuencia de esto puede ser la aceleración del proceso de consolidación de las rocas arcillosas y ciertos otros efectos, que se observan durante el abatimiento profundo de la capa acuífera.

§ 7. Métodos de campo para la determinación de las propiedades de las rocas

Los principales métodos de observaciones naturales del estado de las excavaciones de mina y, ante todo, de las deformaciones de los macizos laterales, son los métodos de la topografía minera. Los más divulgados son las observaciones instrumentales de los desplazamientos de los puntos de referencia, colocados en las líneas perfiladoras. La periodicidad de las observaciones y la precisión de las mediciones se determinan en dependencia de la velocidad y magnitud del desplazamiento [76].

El objetivo de las investigaciones naturales es la determinación de las características de resistencia mecánica y de deformación de las rocas.

La resistencia de las rocas al desplazamiento en las condiciones naturales se determina por diversos métodos, por ejemplo, cortando pilares de rocas en los pozos de sección pequeña mediante el dispositivo tipo "Fundamentproekt", cortando prismas grandes según la metodología del Instituto ВНИМИ (VNIMI), cortando monolitos en los instrumentos tipo ДИПТ (DIPT) y otros. En todos los casos al volumen de rocas de estructura inalterada, elegido para el experimento, se aplica una carga vertical y otra horizontal. En el proceso de ensayo se fijan las deformaciones del pilar de rocas o del monolito. El prisma de roca se contornea de tal manera que conserve unión con el macizo solamente por aquella superficie por la que se requiere determinar las características de resistencia al desplazamiento. A esta superficie se aplican fuerzas normales y tangenciales, originadas por un gato hidráulico o por almohadas hidráulicas planas. La posición del plano de cizallamiento respecto a las superficies de debilitamiento en el pilar de rocas (débil intercalación, superficie de contacto, grietas, etc.) se determina por la posición del plano de la almohada hidráulica o de la base del gato hidráulico.

La presión P, que se comunica al plano de cizallamiento, se determina por la fórmula:

$$P = DSt + \Delta P, \tag{II.2}$$

donde D es la presión del líquido en el gato durante el cizallamiento;
S, el área de trabajo del cilindro del gato;
t, el coeficiente de transmisión de la presión, que se determina al calibrar el gato;
ΔP, la corrección a cuenta de la masa del prisma y del gato.

La coherencia por el plano de cizallamiento del prisma se deter-

mina por la fórmula

$$c = \frac{P}{F} (\operatorname{sen} \alpha - \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi), \qquad \text{(II.3)}$$

donde F es el área de cizallamiento;

α, el ángulo formado entre el plano de la almohada hidráulica, o del gato hidráulico, y el plano de cizallamiento;

φ, el ángulo de rozamiento interno de la roca por el plano de cizallamiento (se determina por los datos de los ensayos de laboratorio).

En el esquema expuesto de cálculo de la cohexión se reúnen los resultados de los ensayos naturales y de laboratorio. En el Instituto ГИГХС (GIGJS) se ha estudiado una metodología de elaboración estadística de los resultados de la serie de ensayos naturales, que permite obtener directamente los valores de la cohesión y del ángulo de rozamiento interno en el macizo. Los valores de la cohesión y del ángulo de rozamiento interno en el macizo también pueden obtenerse mediante el estudio de los datos de una serie de ensayos (no menos de tres) con diferentes valores de α, construyendo el gráfico de la dependencia entre los esfuerzos de desplazamiento y los valores de la presión normal.

El valor de la capacidad sustentadora y del módulo de deformación en las condiciones naturales se determinan por diferentes métodos. Uno de los más divulgados es el método de las cargas de prueba, que consiste en que una estampa rígida, de forma redonda o cuadrada, se carga con cargas ascendentes (que se aplican en escalones o con una sóla carga) que corresponden a la masa de la obra o de los equipos, y se mide su asentamiento. El punto crítico del gráfico de deformación por carga se determina como el punto de inflexión de la curva que separa el tramo inicial del gráfico (para el que la dependencia entre los asientos y las cargas puede ser admitida como lineal) del tramo del gráfico donde esta dependencia es curvilínea. Para el tramo lineal del gráfico la dependencia $S = f(g)$ adquiere el aspecto $S = c(g - g_0)$,

donde S es el asiento de la estampa;

g, la carga sobre la estampa;

g_0, la presión inicial de compactación, que corresponde a la magnitud de la resistencia estructural de la roca;

c, el coeficiente de proporcionalidad, igual a $\operatorname{ctg} \alpha$.

La carga que se comunica a la roca debe ser tal que la roca se encuentre en estado estable, es decir, que la deformación tras el escalón dado de la carga transcurra con atenuación. Por esto la carga, que corresponde al punto crítico del gráfico, es crítica. Esta carga determina precisamente la capacidad sustentadora (o portadora) de la roca. Para el tramo lineal de la deformación el cálculo del módulo de deformación puede efectuarse por la fórmula de Boussinesq:

$$E = (1 - \mu^2) \frac{Q}{Sd}, \qquad \text{(II.4)}$$

donde E es el módulo de deformación;

Q, la carga total sobre la estampa, que corresponde a la carga crítica;

d, el diámetro de la estampa (si se emplea una estampa cuadrada se determina el diámetro del círculo equidimensional en área);

S, el asentamiento final, que corresponde a la carga Q;

μ, el coeficiente de dilatación transversal (coeficiente de Poisson), que se admite ser igual a 0,3 para las arenas y arenas arcillosas, a 0,35 para los terrenos arcillosos y a 0,42 para las arcillas.

El sondeo con paletas se utiliza para determinar la resistencia total al desplazamiento de las rocas arenoarcillosas (coherentes). Los ensayos consisten en el cizallamiento de las rocas mediante el giro alrededor del eje longitudinal de una corona de cuatro paletas, que penetra en el frente del pozo. El cizallamiento de la roca se efectúa por una superficie cilíndrica. Durante el ensayo se mide el momento torsional. La resistencia total al desplazamiento, cuando las paletas se han hundido por completo, se determina por la fórmula:

$$\tau = \frac{M}{1{,}57d^2\left(h+\frac{d}{6}\right)}, \qquad (II.5)$$

donde M es el momento torsional máximo;

d, el diámetro del cono de paletas;

h, la altura de la paleta.

Actualmente se han elaborado sondas de cono con paletas cuya estructura permite crear diferentes presiones normales de la superficie de corte. Por esto, efectuando dos ensayos en puntos contiguos en los límites de una capa de rocas, se pueden, obtener los índices de resistencia al desplazamiento, resolviendo el sistema de ecuaciones

$$\left.\begin{aligned}\tau_1 &= \sigma_1 \ \operatorname{tg}\varphi + c\\ \tau_2 &= \sigma_2 \ \operatorname{tg}\varphi + c\end{aligned}\right\}.$$

Para la determinación inmediata y en masa de la resistencia total al desplazamiento de las rocas blandas (lodosas) arcillosas o de los escombros de rocas (es decir, de las rocas de estructura alterada), se emplea con éxito la sonda portátil de cono con paletas construida por L. P. Zagoruiko, que se distingue por su compacidad, pequeña masa, y que va equipada con autorregistradores para fijar los diagramas de los esfuerzos de penetración y del momento torsional.

La idea de determinar las características de la deformación de las rocas arenoarcillosas mediante la cámara de presión lateral, que se introduce en el pozo de sondeo, fue enunciada por A. A. Ktatorov en el año 1930. El desarrollo de la idea condujo a la elaboración por Luis Menar, en 1952, de un dispositivo para los ensayos mecánicos de las rocas en el pozo: el presiómetro. El instrumento se basa en el principio de la medición de las deformaciones radiales de la cámara

elástica ensanchable, que se introduce en el pozo. Los ensayos con presiómetro pertenecen a los ensayos rápidos de roca no drenada. El módulo de deformación de la roca se determina por la fórmula

$$E = k\frac{\Delta P}{\Delta r}, \qquad (II.6)$$

donde k es un índice que depende de los parámetros del dispositivo y del coeficiente de ensanchamiento lateral de la roca;
ΔP, la variación de la presión en la cámara;
Δr, la variación de las deformaciones radiales en la cámara de trabajo o según la conocida fórmula de Lamé:

$$E = (1+\mu)\, a\frac{P}{\varepsilon}, \qquad (II.7)$$

donde μ es el coeficiente de Poisson;
ε, la magnitud de la deformación absoluta del cilindro elástico;
P, la presión en el cilindro ensanchable;
a, el radio inicial del cilindro elástico ensanchable (pozo).

Para obtener el valor de la cohesión se puede hacer uso de la fórmula aproximada, que se deduce de la ecuación de Prandtl-Reyss

$$c = \left[\frac{E}{1+\mu}\varepsilon + (1-2\mu)P\right]\frac{1}{2(1-\mu)} \qquad (II.8)$$

con la condición de que $P/c - 1$ es pequeña.

Las mediciones naturales de la presión intersticial en las rocas arcillosas saturadas de agua permiten apreciar las variaciones de la resistencia y precisar las condiciones de trabajo de estas rocas bajo carga. En la práctica nacional se utilizan piezodinamómetros, en los que se utiliza el método de medición de las deformaciones pequeñas, elaborado por P. P. Davidenkov, que consiste en la transformación de las oscilaciones mecánicas de una cuerda en oscilaciones eléctricas. Los instrumentos para medir la presión intersticial tipo Gidroproekt se componen de los piezodinamómetros propiamente dichos, que se colocan o aplastan en el espesor de roca, y de los aparatos de medición, que se encuentran en la superficie. El dispositivo registrador y los captadores están conectados entre sí por cables eléctricos. Los piezodinamómetros se fabrican para la presión desde 3 hasta $100 \cdot 10^5$ Pa. Sin desfigurar el cuadro de la presion intersticial en el tramo donde han sido colocados, en virtud de sus tamaños pequeños, los piezodinamómetros pueden funcionar con seguridad en las rocas saturadas de agua en el transcurso de varios decenios.

Por sondeo se comprende el método de investigación de las rocas coherentes mediante la introducción a presión en ellas con una carga

estática, o la hincadura bajo la acción de una carga dinámica, de una corona o trépano cónico. El método de sondeo permite obtener la característica respecto al estado de las rocas en todo el corte de la pila que se investiga y de las variaciones de su resistencia. Sobre estas variaciones se juzga por el número de golpes necesarios para hundir la sonda a una magnitud estándar (generalmente a 10 cm) o por el esfuerzo que se requiere para introducir la sonda en la roca.

En los últimos años, gracias a la elaboración de dispositivos y metodologías de las investigaciones, para la apreciación de las propiedades acuofísicas de las rocas y el estado de éstas en el macizo, en la práctica de las prospecciones ingeniero-geológicas se han comenzado a utilizar ampliamente los métodos geofísicos, incluyendo los radioactivos, sismoacústicos, eléctricos, y otros.

Tiene mucha perspectiva el estudio de las propiedades acuofísicas de las rocas arenoarcillosas en el macizo con métodos que se basan en la utilización de isótopos radioactivos y radiación radioactiva. Los métodos radioactivos se emplean para la desmembración del corte (carrotaje por rayos gamma), determinación de la masa volumétrica de las rocas (carrotaje gamma-gamma), de su humedad, nivel de las aguas subterráneas (carrotaje neutrón-neutrónico), apreciación cualitativa de la composición química y mineral (carrotaje neutrónico-gamma). La base física del método de carrotaje por rayos gamma es la existencia de la radioactividad natural de las rocas que componen la pila a investigar. El carrotaje de la densidad por rayos gamma se basa en la dependencia entre la intensidad de difusión de la radiación gamma y la masa volumétrica (densidad) de la roca. El método de carrotaje neutrón-neutrónico se basa en la utilización de la dependencia funcional entre el flujo registrado de radiación neutrónica y la humedad del medio difusivo. Durante el carrotaje neutrónico-gamma tiene lugar una interacción no elástica de los neutrones rápidos, emitidos por la fuente neutrónica, y la captura de los neutrones retardados por los núcleos de los elementos de la roca, hecho que conduce al surgimiento de la radiación gamma.

Los métodos sismoacústicos se basan en el estudio de las trayectorias y velocidades de propagación de las ondas elásticas en la pila de rocas y permiten establecer las variedades litológicas de las rocas del macizo, su estado (fisuración, meteorización), y apreciar sus propiedades de resistencia. Sobre la base de los datos de la prospección sismoacústica se determina la posibilidad de cartografiar los campos de las canteras según su resistencia y grado de fisuración, para apreciar la capacidad de voladura y el grado de esponjamiento de los macizos.

Las investigaciones fonotelemétricas, con la utilización de piezómetros acústicos (geófonos) capaces a captar los sonidos generados por las rocas durante el proceso de su destrucción, permiten establecer el incremento o decrecimiento del proceso iniciado de destrucción

del macizo del borde en la fase oculta y señalar los tramos peligrosos en lo que se refiere a las deformaciones.

El empleo de los métodos eléctricos se basa en la existencia de determinadas dependencias entre los parámetros de los campos eléctricos ylas propiedades eléctricas de las rocas, condicionadas por la composición litológica de éstas, humedad, particularidades de la textura y de la estructura y otras características. Con motivo de que la resistencia específica de las rocas depende de la densidad y de la humedad, los sistemas eléctricos de funcionamiento a distancia se utilizan también para investigar el estado de tensión-deformación del macizo del borde. La metodología de apreciación del estado del macizo del borde con los métodos eléctricos fue elaborada y sometida a prueba en las condiciones naturales por el instituto ВПОГЕМ (VIOGEM).

Se debe señalar que los métodos geofísicos de investigación no sustituyen a los métodos ingeniero-geológicos y solamente pueden emplearse en complejo con ellos, hecho que facilita una realización más rápida, profunda y efectiva del levantamiento ingeniero-geológico y de la prospección, asimismo como del control del estado de las rocas en los alrededores de las excavaciones mineras.

Al grupo de los métodos de campo de las investigaciones ingeniero-geológicas también debe ser referido el método de cálculos inversos para la precisión de las características de la resistencia de las rocas en el macizo del borde de la cantera o del talud de la escombrera. Para esto se crea el pasaporte del corrimiento de tierras sobre la base de los levantamientos de planos de minas, en los que se señalan los parámetros iniciales (antes del comienzo de las deformaciones) del talud, la posición y configuración de la cuña del corrimiento, se fija la superficie de deslizamiento, se describen las rocas que componen el talud. Los índices de resistencia al desplazamiento se determinan por la condición del equilibrio límite de la cuña de desplazamiento antes de las deformaciones y en el momento de su conclusión

$$\sum T_{i_1} = \operatorname{tg}\varphi \sum N_{i_1} + cl;$$

$$\sum T_{i_2} = \operatorname{tg}\varphi \sum N_{i_2},$$

donde T_i son las fuerzas desplazadoras;

N_i es la componente normal de la masa del bloque a la superficie de deslizamiento;

c, la cohesión;

$\operatorname{tg}\varphi$, el coeficiente de rozamiento;

l, la longitud de la superficie de deslizamiento.

Para los cálculos inversos también pueden utilizarse los corrimientos de tierra artificiales provocados en los tramos experimentales de los taludes.

CAPITULO 7

El macizo de rocas como objeto de las investigaciones ingeniero-geológicas

§ 1. Conocimientos preliminares

En la concepción ingeniero-geológica el macizo de rocas es una parte de la corteza terrestre, aislada estructuralmente, que se diferencia de las partes confinantes con éste por las condiciones de erección y explotación de las obras.

Los límites de los macizos de rocas generalmente se establecen según un complejo de indicios, incluyendo los geomorfológicos, geólogoestructurales y geodinámicos. Estos, a veces, están fijados por juntas tectónicas o por cambios bruscos de la estructura e hipsometría de la superficie física del macizo, que es su límite superior.

Las investigaciones de los macizos de rocas se efectúan hasta profundidades que rebasan un poco la profundidad de ejecución de los trabajos y colocación de las obras, abarcando toda la zona de influencia de estas últimas sobre el macizo de rocas. En algunos casos surge la necesidad de efectuar investigaciones especiales, por ejemplo, para apreciar el grado de peligro de invasión de las aguas de elevada altura hidrostática o de los terrenos movedizos de las pilas subyacentes, o con el fin de determinar el peligro de derrumbe de las cúpulas de las cavidades cársicas comprendidas en dichas pilas.

Las líneas de intersección de las superficies limítrofes de los macizos de rocas con la superficie física son los límites de las zonas ingeniero-geológicas del territorio que se estudia, es decir, de las áreas que se diferencian entre sí por las condiciones de la construcción y explotación de las obras. El establecimiento de los límites de las zonas ingeniero-geológicas o, dicho con otras palabras, la división en zonas ingeniero-geológicas, pertenece al número de los problemas más importantes de las investigaciones ingeniero-geológicas. Los mapas de la división en zonas ingeniero-geológicas se utilizan al establecer los límites de las zonas geólogo-industriales de la cuenca, al elaborar los planos generales de edificación de los territorios, etc.

§ 2. Estructura de la superficie física de los macizos de rocas

Bajo el concepto estructura del macizo de rocas nosotros reunimos la estructura de la superficie física y la constitución interna del macizo. Más adelante se trata sobre las características estructurales de la superficie física del macizo.

Las investigaciones geológicas demuestran que en la estructura de la superficie física encuentran el reflejo muchos rasgos de la constitución interna y del estado geodinámico del macizo. Por esto, el estudio de la superficie física es el primer paso en el reconocimiento de las particularidades ingeniero-geológicas del macizo en total.

La estructura de la superficie física se expone en los planos petrográficos del terreno, hipsométricos y batimétricos (para las partes subácueas). A cada punto de semejante plano con coordenadas x, y le corresponde un valor determinado de la función del *campo de altitudes* $H = H(x, y)$. La característica diferencial principal de este campo (superficie topográfica) es el gradiente de las alturas H, igual a i, cogido con signo contrario, grad $\overline{H} = -i$.

Las características complementarias de la superficie topográfica son la intensidad y profundidad de división de la superficie física. La intensidad de división se aprecia por la magnitud a, igual a la relación entre la extensión total de la red de erosión hidrográfica $\sum l$ y el área de su desarrollo P, es decir, $a = \sum l/P$. La diferencia de las cotas altas $h = H_{máx} - H_{mín}$ caracteriza la profundidad de división de la superficie física en los límites del territorio que nos interesa.

La superficie física real de los macizos de rocas no siempre, ni mucho menos, corresponde a las condiciones fundamentales de la superficie topográfica, es decir, a su continuidad y suavidad. Estas condiciones se infringen por las bruscas variaciones de las cotas altas, por los pliegues verticales e incluso colgantes, penetramientos coniformes de los fondos de los valles fluviales, etc. Las neogénesis cársicas, de deslizamiento, y otras, que caracterizan el estado exogeodinámico del territorio, causan alteraciones adicionales de la superficie de orden topográfico, que además son importantes en el sentido ingeniero-geológico. En el relieve de la superficie física de algunos macizos encuentran también su expresión ciertas neogénesis neotectónicas, conocidas como la manifestación de la "tectónica viva" de la zona[1]) (fallas normales escalonadas, horstes o pilares tectónicos y grabenes o fosas tectónicas). A esto se debe añadir que la diferenciación de la superficie física de las grandes regiones según el grado de desarrollo de los procesos de erosión-denudación y formas del relieve vinculadas a dichos procesos, en unas partes de estas regiones, y de los procesos acumulativos y formas del relieve, en otras partes, está estrechamente relacionada con la dirección de los movimientos tectónicos (más frecuentemente oscilatorios) de la corteza terrestre.

Es evidente que los planos topográficos deben ser "vivificados" exponiendo las formas del relieve que caracterizan las formas actuales

[1]) Se acepta denominar "tectónica viva" a los movimientos neotectónicos (del tiempo neogenantropogénico) de la corteza terrestre. Sus resultados, generalmente, se expresan ostensiblemente en la estructura de la superficie física de los macizos de rocas.

del desarrollo y el estado geodinámico de la superficie física del macizo.

El conocimiento de las particularidades de la constitución de la superficie física tiene gran importancia práctica. Estas particularidades predeterminan en sumo grado las posibilidades generales de componer construcciones técnicas en la superficie de la tierra, y en particular el establecimiento de escombreras exteriores, asimismo como la situación de los accesos de transporte a las canteras. Con esto se revelan los puntos fijados de la superficie del terreno que, determinan la dirección de la trinchera de transporte y las posibles variantes de su acceso al campo de la cantera (E. F. Sheshko). No es menos importante la influencia de la estructura y del estado geodinámico de la superficie física de los macizos sobre la solución de problemas que surgen al determinar el procedimiento y lugares de destape del yacimiento durante las excavaciones subterráneas.

§ 3. Constitución interna del macizo de rocas

La constitución de los macizos de rocas es, indudablemente, el aspecto principal de las propiedades ingeniero-geológicas de éstos. La constitución ejerce directamente influjo sobre la solución de muchos problemas tecnológicos de minas y, al mismo tiempo, es el factor más importante en la formación de las propiedades de las rocas en el macizo y del propio macizo.

El macizo de rocas es un medio de estructura compleja y, como regla, físicamente heterogéneo. Su dibujo estructural común está creado por los elementos estructurales volumétricos y por las superficies que los separan [40]. Unos y otros pueden ser subdivididos en grupos petrogenéticos, petrotectónicos, tectónicos y no tectónicos (tabla 29).

En el primer grupo entran las rocas de todas las clases petrográficas, que son los elementos constructivos fundamentales de las excavaciones mineras y, al mismo tiempo, de todos los conjuntos pequeños de rocas que componen el macizo de rocas en total.

A las rocas les es inherente la "divisibilidad" interna, es decir, la capacidad a desmembrarse en algunas partes con gastos energéticos mínimos. A los elementos de división interna de las rocas pertenecen las separaciones texturales y los denominados bloques estructurales elementales, formados por los sistemas de fisuraciones petrogenéticas[1]. A las superficies de separación de las rocas pertenecen las juntas entre las texturas (separadas por las capas internas, lentejones, elementos de esquistosidad, etc.), y asimismo las grietas entre los bloques estructurales.

[1] A las grietas petrogenéticas pertenecen aquellas que surgieron durante el proceso de formación de la roca. Tales son, por ejemplo, las grietas litogenéticas de las rocas sedimentarias, que se formaron durante la litificación de las masas segregadas de sedimentos o contracción de las rocas magmáticas, que se desarrollan en el proceso de enfriamiento del magma.

Tabla 29

CLASIFICACION DE LOS ELEMENTOS ESTRUCTURALES DE LOS MACIZOS DE ROCAS

Grupos	Representantes	Elementos de división interna	Indicios para la separación del grupo
Petrogenéticos	Las rocas de todas las clases petrofísicas	Las texturas y sus juntas; disyunciones petrogenéticas y grietas	Están ligados directamente con los procesos y condiciones de la formación de rocas
Petrotectónicos	Los complejos faciales, es decir, los conjuntos de rocas que están estrechamente ligadas entre sí, tanto espacialmente como por las condiciones de su formación	Las rocas del complejo; las superficies de separación entre las rocas	Revelan una profunda ligazón con la historia tectónica y posición geotectónica de la región de su desarrollo
	Las formaciones geológicas, es decir, los complejos faciales, que por su tiempo de formación corresponden a las grandes etapas del desarrollo tectónico de segmentos aislados o zonas de la corteza terrestre	Los complejos faciales; conjunto estrecho de las rocas en la composición de los complejos; superficies de separación entre éstos	
	Las etapas estructurales del corte geológico de la corteza terrestre	Los pisos estructurales de las zonas plataformicas; idem, de las zonas plegadas (móviles) de la corteza	
Tectónicos	Los elementos estructurales plicativos	Las monoclinales; pliegues simples, pliegues sinclinales y bóvedas; sistemas plegados	Están provocados respectivamente por los movimientos tectónicos (de dislocación) de la corteza terrestre
	Los elementos estructurales disyuntivos	Los bloques y juntas tectónicos; las zonas y fracturas regionales; grietas de plegamiento y disyunción	
	Los conjuntos de estructuras plicativas y disyuntivas	Los sistemas de plegamientos-fallas de corrimiento, sistemas de plegamientos escamosos; idem, pero alterados por fallas normales	

Tabla 29 (terminación)

Grupos	Representantes	Elementos de división interna	Indicios para la separación del grupo
No tectónicos	Las neogénesis estructurales exógeno-gravitacionales	Los pliegues diapiros y de inyección; glaciodislocaciones; alteraciones cársicas (de techo); dislocaciones de corrimientos de tierra; dislocaciones de congelación y dinámicas	Están provocados por el quebrantamiento de las condiciones de estabilidad de las masas de rocas por los procesos exogeodinámicos

El segundo grupo reúne los conjuntos estrechos de rocas, entre los cuales tienen mayor importancia las series de las facies de las rocas, los complejos de su formación y los pisos estructurales del corte geológico de la corteza terrestre, así como las superficies que los limitan. Las particularidades geólogo-petrográficas y las características ingeniero-geológicas de los conjuntos nombrados de rocas revelan una profunda vinculación con los movimientos tectónicos de la corteza terrestre y con las condiciones de la génesis de las rocas que, fundamentalmente, se controlan por estos movimientos. Dichas particularidades, por su esencia, fijan las etapas fundamentales de la formación del corte geológico del macizo de rocas. Esto dicta el nombre del grupo dado de elementos estructurales de estas etapas, que se denomina petrotectónico.

Al tercer grupo referimos los elementos estructurales de estructura tectónica propiamente dicha, y más exactamente, las formaciones plicativas, disyuntivas y plicativo-disyuntivas. Entre éstas tienen particular importancia los bloques tectónicos y las juntas tectónicas, las fracturas regionales y las zonas de fragmentación (cataclasis) y milonitacización de las rocas, asimismo como los diferentes tipos de dislocaciones plicativas y los sistemas de plegamientos y dislocaciones de plegamiento-disyunción.

Y, por último, el cuarto grupo reúne las neogénesis estructurales exógeno-gravitacionales. Estas surgen en las condiciones del quebrantamiento de la estabilidad gravitacional de las masas de rocas como resultado de las influencias exogeodinámicas sobre ellas. En el grupo dado incluimos: los pliegues de perforación ("diapiros") y extrusión, que surgen en las condiciones de la descarga erosiva de las pilas de rocas plásticas en condiciones irregulares en área (por ejemplo, halogenuros o arcillas) de la masa de las rocas suprayacentes más rígidas; las glaciodislocaciones, suscitadas por la presión de las masas en movimiento de los glaciares; las dislocaciones que surgen durante los derrumbes de las cúpulas de las oquedades cársicas y deformaciones de los corrimientos de tierra y, para concluir, las disloca-

ciones dinámicas de congelación (montículos de congelación, alteraciones termocársicas y otras).

Es obvio que los métodos de estudio y análisis de las génesis estructurales de los macizos de rocas de los grupos enumerados serán diferentes. Los métodos de la petrografía aplicada a la ingeniería son fundamentales durante el estudio y la apreciación ingeniero-geológica de las rocas. Al investigar los elementos estructurales volumétricos y las superficies de separación del grupo petrotectónico adquieren un valor primordial los métodos del análisis facial-genético y de formación, y las reconstrucciones paleogeográficas de las condiciones de formación de las rocas, utilizando ampliamente todo el arsenal de investigaciones ingeniero-petrográficas. Con ayuda de los métodos enumerados se hace posible, por ejemplo, establecer los contornos de la extensión de los techos y suelos de las capas carboníferas de diferente grado de estabilidad, los límites del complejo de rocas según sus características tecnológicas de minería, que se reúnen en los denominados pisos geológicos de rocas, etc. Los elementos estructurales del tercer grupo son, en resumidas cuentas, el resultado de los procesos geomecánicos, cuya base son las tensiones desequilibradas regionales-tectónicas en la corteza terrestre y las deformaciones de las rocas provocadas por estas tensiones. Por esto, durante su estudio, es legítimo emplear los métodos del análisis regional estructural del estado de tensión-deformación de la corteza terrestre y los métodos de la geomecánica.

Y, para finalizar, al estudiar las génesis estructurales de naturaleza exógeno-gravitacional, se utilizan fundamentalmente los métodos de investigación de los fenómenos exógeno-geodinámicos, que fueron elaborados en la práctica de las investigaciones ingeniero-geológicas.

El análisis geólogo-estructural, en el volumen caracterizado, es la base para la solución calificada de los problemas principales de la geología de ingeniería de los macizos de rocas y de las cuestiones fundamentales en la proyección de una empresa minera (elección del procedimiento de destape y del sistema de excavación, equipos de excavación, procedimiento de control de la presión del terreno, etc., y también para la argumentación de los parámetros tecnológicos de mina, es decir, las dimensiones admisibles de los campos-paneles, el orden de terminación de los trabajos en el yacimiento y otros).

El análisis geólogo-estructural adquiere un valor independiente al revelar ciertas regularidades de las variaciones espaciales del estado y propiedades de las rocas, condiciones de localización de los diversos fenómenos geológicos de minería y prevención de sus peligrosas consecuencias.

§ 4. Pisos geológicos de los macizos de rocas en las minas

Al precisar las condiciones ingeniero-geológicas concretas para la ejecución de trabajos de construcción y explotación de minas en

yacimientos aislados surge la necesidad de separar los denominados *pisos geológicos de rocas* del corte geológico del macizo. Tales son los complejos de rocas que se distinguen entre sí por una serie de características técnicas de minería y que influyen, por ejemplo, sobre la elección de los equipos de excavación, procedimiento para garantizar la estabilidad de las rocas en los afloramientos de las excavaciones mineras y las condiciones de seguridad en la ejecución de las obras, etc.

Con esto, también pueden servir de base para la separación de los pisos geológicos de rocas los detalles de la constitución interna del macizo, como por ejemplo, la existencia en la pila homogénea de rocas no cementadas de inclusiones duras, o de intercalaciones o lentejones de rocas de resistencia mecánica elevada, es decir,

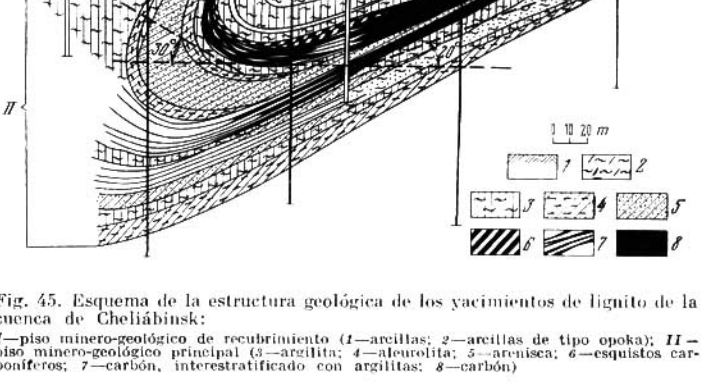


Fig. 45. Esquema de la estructura geológica de los yacimientos de lignito de la cuenca de Cheliábinsk:
I—piso minero-geológico de recubrimiento (*1*—arcillas; *2*—arcillas de tipo opoka); *II*—piso minero-geológico principal (*3*—argilita; *4*—aleurolita; *5*—arenisca; *6*—esquistos carboníferos; *7*—carbón, interestratificado con argilitas; *8*—carbón)

cuando se excluye la posibilidad de utilizar la técnica de alto rendimiento y funcionamiento continuo durante la ejecución de los trabajos de destape. En una serie de casos como base para la separación de los pisos geológicos de rocas sirven las condiciones de estabilidad de las rocas de alta resistencia en los afloramientos de las excavaciones mineras, que se aprecian por la existencia en su pila de rocas fuertemente debilitadas o superficies de debilitamiento, etc.

La división de los macizos de rocas en pisos geológicos, generalmente, se debe a los cambios cualitativos de las condiciones de formación de las rocas y a las variaciones ulteriores del estado y propiedades de las rocas. Así, el complejo carbonífero Rhaetian-Lias de los yacimientos de carbones lignitosos del Ural se formó en un ambiente de depresiones entre montañas y cubetas. En el trascurso del hundi-

miento tectónico tuvo lugar la formación de una pila de rocas, muy original por las condiciones de su colocación, cuya composición es desde las gravelitas hasta las aleurolitas y carbones. El complejo suprayacente (supracarbonífero) se formó en el ambiente de espacios

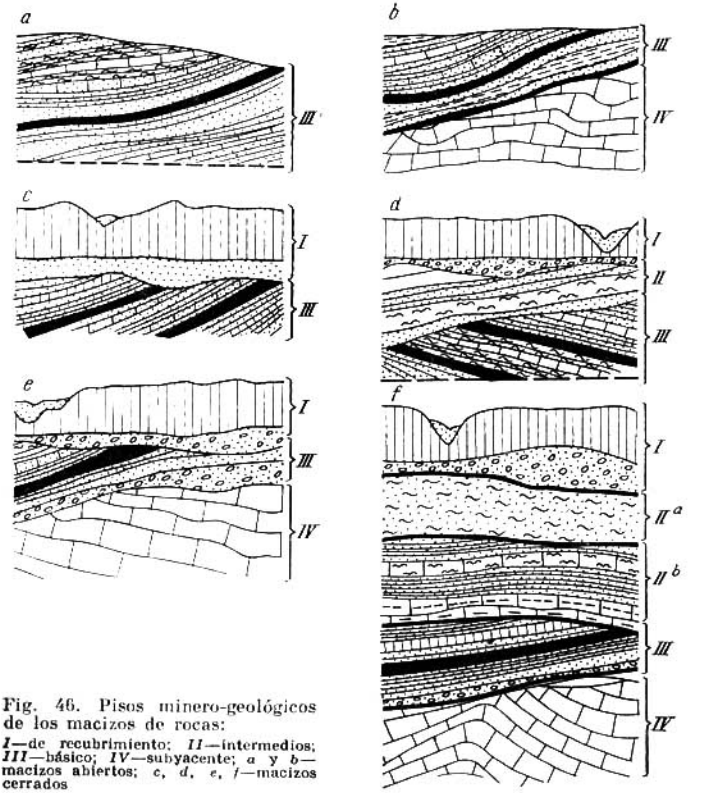


Fig. 46. Pisos minero-geológicos de los macizos de rocas:
I—de recubrimiento; *II*—intermedios; *III*—básico; *IV*—subyacente; *a* y *b*—macizos abiertos; *c*, *d*, *e*, *f*—macizos cerrados

denudados en alto grado y de los movimientos más tranquilos de la corteza terrestre, fundamentalmente de carácter oscilatorio (fig. 45).

El cambio de los regímenes y condiciones de la génesis de rocas se fija en el corte geológico por la discordancia estratigráfica o tectónica. Por esto, los límites de los pisos geológicos de rocas se expresan ostensiblemente con el cambio de regímenes y condiciones de la génesis de rocas. También se han condicionado aquellas particulari-

dades de la composición y estructura de los propios pisos geológicos cuyos ejemplos se exponen más arriba.

Según el indicio de división en pisos geológicos se distinguen los macizos de rocas de uno, dos, tres y varios pisos (fig. 46). El piso geológico de rocas que incluye un mineral útil se denomina básico; las pilas suprayacentes componen los pisos de superficie y las subyacentes forman los pisos geológicos de rocas de este mismo nombre.

En resumen se debe señalar que a los complejos de rocas que componen los pisos geológicos les son inherentes ciertas propiedades "colectivas", cuyos parámetros se utilizan precisamente en los cálculos de los problemas tecnológicos de minería. Entre estas propiedades tienen un valor especial las propiedades mecánicas, y estas últimas dependen de muchos detalles de la constitución interna del piso geológico. Precisamente por esto a las propiedades mecánicas de los complejos de rocas es más correcto denominarlas propiedades mecánico-estructurales, es decir, propiedades relacionadas con el conjunto dado de rocas y con las particularidades de la estructura interna inherentes a éste.

§ 5. Detalles de la constitución interna de los pisos geológicos de rocas

Composición petrográfica y facial de las rocas

Según la composición petrográfica se distinguen dos tipos fundamentales de pisos geológicos: 1) en cuya constitución participan solamente rocas de una de las tres clases petrofísicas, es decir, las duras, arcillosas o de granos sueltos; 2) los compuestos de rocas de diferente clase petrofísica.

Tabla 30

CLASIFICACION DE LOS PISOS GEOLOGICOS DE ROCAS SEGUN SU COMPOSICION PETROFISICA

Grupos petrofísicos	Subtipos petrofísicos
Monopetrofísicos	1. De rocas duras 2. De rocas plásticas (coherentes) de diverso grado de litificación 3. De rocas incoherentes (de detritos sueltos)
Polipetrofísicos	1. De rocas plásticas no cementadas y de detritos sueltos 2. Idem, pero que incluyen lentejones, intercalaciones de rocas duras e inclusiones duras (pedazos, astringencias) 3. De rocas duras interestratificadas con rocas no cementadas 4. De rocas duras y semiduras, inyectadas con masas magmáticas 5. De interestratificación de rocas piroclásticas con rocas sedimentarias normales o con mantos de rocas efusivas

A los primeros es racional denominarlos pisos geológicos monopetrofísicos de rocas, y a los segundos polipetrofísicos. En la composición de los primeros se distinguen los subtipos de pisos geológicos de rocas duras, plásticas y de granos sueltos. El segundo grupo reúne cinco subtipos principales de pisos geológicos de rocas (tabla 30).

Según la composición facial los pisos geológicos de rocas pueden ser monofaciales y polifaciales, es decir, estar constituidos por rocas de un complejo facial o de dos o más complejos faciales.

Las condiciones faciales de la génesis de las rocas influyen sobre las propiedades geológicas de éstas. Mediante las investigaciones

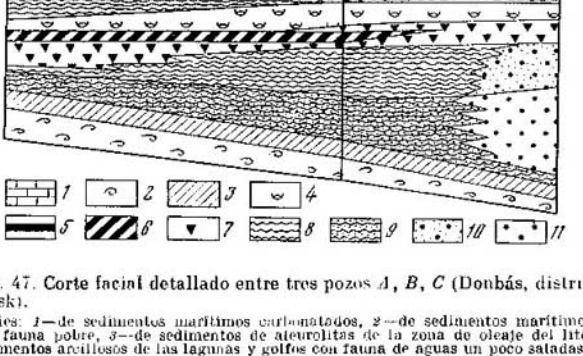


Fig. 47. Corte facial detallado entre tres pozos *A*, *B*, *C* (Donbás, distrito de Zvérevsk).

Facies: *1*—de sedimentos marítimos carbonatados, *2*—de sedimentos marítimos arcillosos con fauna pobre, *3*—de sedimentos de aleurolitas de la zona de oleaje del litoral, *4*—de sedimentos arcillosos de las lagunas y golfos con fauna de aguas un poco saladas, *5*—de turberas, *6*—de las partes de encenagamiento de las turberas, *7*—de los embalses estancados y pantanos (del suelo y de las capas carboníferas), *8*—de los sedimentos de aleurolitas de la zona del escarceo en la orilla de lagunas y terrenos inundados, *9*—de sedimentos arenosos en la zona de escarceo de la orilla de lagunas y terrenos inundados, *10*—de sedimentos arenosos de las barras, lenguas de tierra y acumulaciones ribereñas, *11*—de los abanicos de deyección (parte subácuea de la delta)

de A. P. Maksimov y de O. S. Alferov se estableció que las areníscas de los depósitos de los cauces de la pila carbonífera del Donbás son propensas a las irrupciones súbitas. Las areníscas de otras condiciones faciales de formación, como regla, son antidetonantes.

Los resultados del análisis facial se representan por cortes del tipo que se expone en la fig. 47 y por mapas faciales litológicos como, por ejemplo, de las rocas del techo y del suelo de una capa carbonífera.

Las relaciones recíprocas espaciales de las rocas en la composición de los complejos faciales litológicos pueden ser muy deversas. En unos casos están representadas por una serie de estratificaciones de composición y espesor consecuentes, mientras que en otros se advierte un frecuente acuñamiento y fragmentación de las capas, una brusca inconstancia de su composición y constitución,

etc. En los sedimentos de tipo paralizado (planicies litorales) se observa una permutación rítmica de las rocas en el corte vertical. En semejante caso se habla de la estructura de la pila de capas múltiples, de dos, tres, cuatro, cinco miembros y otros órdenes más elevados. Según las investigaciones de N. V. Logvinenko la poliestratificación (ciclos) del piso geológico fundamental de rocas del Donbás es casi siempre de siete miembros. Se conocen poliestratificaciones cuya constitución es de carácter más complejo, por ejemplo, de quince miembros,y también poliestratificaciones incompletas. En las poliestratificaciones carboníferas del Donbás muy frecuentemente faltan las capas de calizas y carbón.

Las poliestratificaciones, generalmente, se repiten en el corte geológico varias veces, hasta algunas centenas de veces, y entonces se puede hablar de la estructura policíclica del piso geológico de rocas.

Las introducciones magmáticas ocasionan una complicación considerable en la constitución de los pisos geológicos de rocas. Yaciendo en forma de cuerpos intrusivos secantes (filones, diques, stocks) o concordantes (sills, facolitos y otros) y teniendo, como regla, una resistencia mecánica más alta en comparación con las rocas encajantes, parece como si éstos reforzaran el corte geológico del complejo sedimentario provocando, de tal manera, su consolidación. El efecto reforzador se amplifica por el desarrollo de las aureolas de las variaciones de contacto y metamórficas de las rocas encajantes. Pero a su vez se advierte un aumento considerable de la heterogeneidad física general del macizo de rocas, hecho que particularmente es característico para una serie de yacimientos carboníferos del Extremo Oriente y Sajalín.

Si el grado de saturación con masas magmáticas es elevado, los fenómenos del metamorfismo plutónico de las rocas encajantes adquieren un carácter universal, cuando se registra cierta nivelación de las propiedades físicas del macizo de rocas.

Los mantos efusivos y flujos, que alternan con las rocas normales sedimentarias y piroclásticas que entran en la composición de los macizos de rocas, constituyen generalmente un piso geológico de rocas aislado, con elevada "divisibilidad" de las rocas por la fisuración de contracción intensamente desarrollada, que es característica para dicho piso. En este sentido ocupan una posición especial los necks y las diatremas (tubos de la explosión volcánica) que, como es sabido, pertenecen al grupo de formaciones efusivas.

Condiciones tectónicas de yacimiento de las rocas en los pisos geológicos

Los fenómenos de la ritmicidad en la estructura de las estratificaciones sedimentarias, la permutación de los complejos faciales y las características de su constitución interna están estrechamente vinculados con los movimientos tectónicos de la corteza terrestre. No obstante, las variaciones más esenciales de la estructura de los pisos

geológicos de rocas, asimismo como las de los macizos de rocas en general, están provocadas por los movimientos de dislocación de la corteza terrestre. Estos últimos crean nuevas formas tectónicas y condiciones de yacimiento de las rocas, que se reflejan en todas las condiciones geológicas de ejecución de los trabajos de minería y explotación de minas.

Según el grado y carácter de las transformaciones tectónicas de la estructura primaria se distinguen los siguientes grupos estructurales tectónicos de los pisos geológicos de rocas (fig. 48): 1) tectónicos

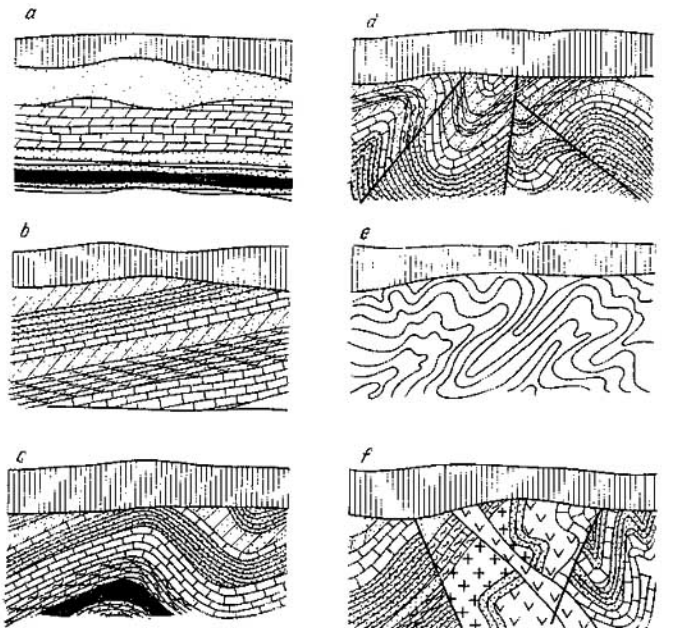


Fig. 48. Tipos principales de la estructura tectónica de los pisos minero-geológicos de los macizos de rocas

no alterados (fig. 48, *a*); 2) de yacimiento monoclínico (fig. 48, *b*); 3) de constitución plegada simple (fig. 48, *c*); 4) de constitución plegada compleja (fig. 48, *d*); 5) de constitución de pliegue-disyunción complicada por intrusiones de masas magmáticas (fig. 48, *e*); 6) de constitución de pliegue-disyunción complicada con ondulación "secundaria" intensa y fruncimiento de las rocas (fig. 48, *f*).

Los pliegues diapiros se ofrecen como un fenómeno peculiar en la estructura de algunos pisos geológicos de rocas. Como ya se señaló estos pliegues pertenecen al grupo de formaciones nuevas estructurales exógenas gravitacionales, y según sus características morfológicas ocupan algo así como una posición intermedia entre las formaciones estructurales tectónicas y no tectónicas.

Nuevas formaciones estructurales exógeno-gravitacionales en los pisos geológicos de los macizos de rocas

La enumeración de las formaciones estructurales del tipo dado se expone en la tabla 29. Entre ellas merecen una atención especial las formaciones cársicas y las dislocaciones de deslizamiento.

Las variaciones bruscas de la hipsometría de la capa carbonífera, provocadas por el derrumbe de las cúpulas de las cavidades cársicas del fundamento calcáreo de la pila carbonífera de la cuenca de Moscú, son un ejemplo de las alteraciones cársicas de la estructura del piso principal geológico de rocas. En tramos aislados los quebrantamientos iban acompañados de derrumbes de las capas carboníferas y de la aparición de embudos cársicos en la superficie.

Los deslizamientos antiguos, generalmente, son focos de las grandes deformaciones de deslizamiento de los bordes de las canteras. En la cantera de mineral de hierro de Magnitogorsk el gran deslizamiento de 1946 surgió en el lugar del flujo antiguo de deslizamiento, en la vertiente de la montaña Atag. Este deslizamiento abarcó ocho escalones del borde de la cantera y se propagó en un frente de trabajo de 200 m.

Los derrubios antiguos (cauces de ríos sepultados, de barrancos, de vallejos) pueden provocar determinadas dificultades. Al destaparlos se crean condiciones difíciles para sostener las denudaciones de las excavaciones de rocas. Durante los trabajos a cielo abierto las deformaciones de deslizamiento de los bordes de la cantera se asimilan a dichos derrubios. La reducción de la estabilidad en las condiciones dadas está frecuentemente determinada por el debilitamiento de las rocas del lecho arcilloso de los depósitos aluviales antiguos y diluviales como resultado de la lixiviación de las sales de éstos, que jugaban el papel de sustancia cementadora. Al perforar túneles, por debajo de éstos, inesperadamente se advierte una elevada presión de la roca sobre el entibado del túnel.

Las dislocaciones glaciológicas se conocen en una serie de canteras de carbón lignitoso de la RDA, y las dislocaciones de congelación-dinámicas tienen amplia divulgación en las regiones del desarrollo de la rigurosa y potente congelación de muchos años ("perpetua").

En el plano del análisis estructural de los macizos de rocas y de los pisos geológicos de rocas merecen una atención especial las *antiguas cortezas de meteorización*, un ejemplo de las cuales puede ser la corteza de meteorización, de constitución interna muy complicada, de las rocas proterozoicas de las cuencas de mineral de hierro de las

anomalía magnética de Kursk (AMK). Los minerales ricos en hierro están genéticamente ligados con la corteza antigua de meteorización de las cuarcitas de la cuenca dada.

En conclusión se debe subrayar la capacidad y polifacetismo del concepto *estructura del piso geológico de rocas y de los macizos de rocas.* El estudio de ésta constituye en el aspecto práctico y científico el problema más difícil e importante del complejo general de problemas de las investigaciones ingeniero-geológicas de los yacimientos de minerales.

CAPITULO 8

Tipos ingeniero-genológicos de los macizos de rocas

§ 1. Característica fundamental de los macizos de rocas

Las condiciones de ejecución de los trabajos de minería y de la construcción subterránea se distinguen por su extraordinaria diversidad, que fundamentalmente está determinada por las diferencias en la estructura ingeniero-geológica y en las condiciones hidrogeológicas de los macizos de rocas.

Las condiciones hidrogeológicas pueden ser modificadas considerablemente con procedimientos completamente accesibles en la práctica de la ingeniería moderna, por ejemplo, en el proceso del abatimiento de la capa acuífera o de la desecación del yacimiento.

En contraposición a estas condiciones la estructura ingeniero-geológica del macizo de rocas no se somete a modificaciones considerables. Además, las condiciones de difusión y circulación, alimentación y drenaje de las aguas subterráneas dependen enteramente de la estructura ingeniero-geológica del macizo.

Por esto se debe considerar que la estructura ingeniero-geológica es básica, es la característica determinante y más estable de los macizos de rocas. Por esta razón los tipos de los macizos de rocas, en la práctica de la minería, deben distinguirse según las estructuras ingeniero-geológicas. En lo que se refiere a las condiciones hidrogeológicas se pueden tener en cuenta, por ejemplo, al elaborar clasificaciones hidrogeológicas especiales y durante la apreciación ingeniero-geológica general de los macizos de rocas.

§ 2. Límites de los macizos de rocas

Los límites entre los macizos de rocas pasan a través de puntos en cuyos términos tienen lugar cambios esenciales en la estructura geológica de la corteza terrestre. Estos límites tienen carácter de una

superficie o zona muy complicada, que se extiende a una gran profundidad indeterminada. La superficie límite superior de los macizos de rocas es la superficie terrestre. La posición de la superficie límite inferior es menos precisa. Prácticamente, ésta coincide con el límite inferior de aquella zona de profundidades en cuyos términos se concentran los trabajos de ingeniería o se propaga la influencia de estos últimos. En los trabajos de minería el límite inferior del macizo de rocas se extiende a una profundidad que, frecuentemente, se mide en muchos centenares e incluso los primeros miles de metros.

Los macizos de rocas se estudian con el fin de determinar las condiciones de ejecución de los trabajos de ingeniería (por ejemplo, de túneles, minas y algunos otros) y de la explotación de las obras. La elaboración de los proyectos más racionales de ejecución de los trabajos y edificación de obras incluso en la superficie terrestre sería imposible sin el conocimiento multilateral de la estructura ingeniero-geológica de los macizos de rocas. El pronóstico de los cambios de las condiciones ingeniero-geológicas, que tienen lugar como resultado del influjo sobre ellas de los trabajos de construcción y otros, asimismo como la apreciación del grado de peligro o de la influencia benéfica de estos cambios sobre las condiciones de ejecución de los trabajos y explotación de las obras, es un problema particularmente complicado e importante de las investigaciones ingeniero-geológicas de los macizos de rocas.

§ 3. Tipificación ingeniero-geológica de los macizos de rocas

Los cambios más importantes en la estructura ingeniero-geológica de los macizos de rocas tienen lugar en los límites de las partes de la corteza terrestre que tectónicamente están aisladas.

Este factor es el simple resultado del hecho de que todas las diversidades más importantes en el corte geológico, condiciones de yacimiento de las rocas y otras características estructurales y geológicas de los macizos, están condicionadas por las diferencias en la historia tectónica de las regiones. Por esto, la sistematización de los macizos de rocas debe construirse sobre la base de los indicios geólogo-estructurales o, más exactamente, geotectónicos.

A los elementos fundamentales geólogo-estructurales de la corteza terrestre, como son las plataformas y las regiones de plegamientos de rocas, les corresponden dos tipos de macizos de rocas: los macizos de plataforma y los macizos de rocas de construcción plegada.

Para los macizos de plataforma es característica la existencia de dos pisos estructurales grandes, cada uno de los cuales, a su vez, tiene, una constitución bastante complicada, generalmente de muchas capas geológicas.

El piso estructural inferior o, dicho con otras palabras, el fundamento plegado de los macizos de plataforma, está compuesto de rocas primarias sedimentarias y magmáticas, siempre dislocadas y meta-

morfizadas intensamente o transformadas completamente en pilas profundamente metamorfizadas.

El piso estructural superior o, dicho con otras palabras, la cubierta de la plataforma, está constituido casi exclusivamente por rocas normales sedimentarias, que yacen sin trastornos tectónicos importantes o con trastornos de tipo de plataforma (pandeos y elevaciones suaves, casi planas, y dislocaciones menores que acompañan a éstos). Las rocas magmáticas o no están enteramente desarrolladas o no juegan un papel importante. Estas quedan representadas por tipos especiales de rocas, entre las cuales se pueden destacar las intrusiones alcalinas y las efusiones basálticas del tipo de los trapps siberianos.

La constitución de los macizos plegados de rocas es extraordinariamente variada y compleja. Aquí pueden distinguirse los pisos estructurales. Entre ellos, el más inferior está compuesto principalmente por formaciones volcánico-sedimentarias, surgidas en las etapas iniciales del desarrollo de la construcción del plegamiento de rocas. En los pisos medios predominan pilas de carbonatos, esquistos y grauwacas, frecuentemente desgarradas por grandes macizos de granodioritas. En el piso estructural superior obtienen desarrollo pilas potentes del tipo flych construidas cíclicamente, molasas, acumulaciones carboníferas parálicas (es decir, originadas en las condiciones del litoral o mar) y algunas otras.

Además de la zonalidad vertical (cantidad de pisos) en la constitución de los macizos plegados de rocas se advierte una zonalidad regional: en sus límites se distinguen ostensiblemente las zonas of ajas, que se extienden linealmente en muchas decenas o incluso centenas y primeros miles de kilómetros y cada una de las cuales tiene una constitución interna muy peculiar. Las principales de ellas, a saber, son: los macizos medianos, sinclinorios y cubetas, macizos intrusivos, depresiones entre montañas, combaduras del territorio. Estas últimas (las combaduras del territorio) son transiciones de las zonas estructurales de las construcciones de rocas plegadas a las estructuras de las regiones de plataforma.

Tanto los macizos de plataforma como los de rocas plegadas pueden tener diferente edad. Con este hecho están relacionadas ciertas diferencias muy importantes en sus características ingeniero-geológicas. Por esto es menester diferenciar los subtipos de macizos de rocas según los indicios de la edad.

La edad de los macizos de plataforma se determina por la edad de su basamento. Si este último se formó en el precámbrico el macizo de rocas pertenece entonces a los antiguos. Tales son los macizos de las plataformas Rusa, de Siberia, de América del Norte, de América der Sur, de Africa y algunas otras.

Los macizos de la plataforma de la zona plegada del Ural-Tian-Shan, que están cubiertos en grandes espacios por depósitos del mesozoico-cenozoico de débil dislocación, son un ejemplo de plata-

formas relativamente jóvenes. Su basamento plegado es de la edad herciniana. Tales son, por ejemplo, los macizos de rocas que abarcan el grupo de los yacimientos de mineral de hierro de Sokolóvo-Sarbai.

La edad de los macizos plegados de rocas puede ser del paleozoico inferior (caledoniano), paleozoico superior (herciniano) o del mesocainozoico (alpinos). Sus macizos constituyen subgrupos de edad independientes.

Las subdivisiones más detalladas en la sistematización de los macizos de rocas corresponderán a las partes internas estructurales y territorialmente aisladas de las regiones de plataforma y de las construcciones plegadas de rocas. En los límites de las plataformas tales son las estructuras grandes positivas del tipo de las anticlisas, amplios pliegues anticlinales y escudos, y asimismo las estructuras grandes negativas del tipo de las sinclisas y combaduras. Se diferencian estas estructuras entre sí por la profundidad de yacimiento del basamento plegado y por la constitución del piso estructural superior, es decir, de la cubierta de la plataforma. En los límites de los escudos falta la cubierta de la plataforma, y aquí las rocas del basamento salen a la superficie. En las sinclisas y combaduras el espesor de la cubierta de la plataforma es grande (centenares e incluso los primeros miles de metros) y se distingue por su constitución, que consta de muchos pisos. En este aspecto las anticlisas y los amplios pliegues anticlinales ocupan una posición intermedia. En su corte geológico frecuentemente faltan pilas enteras de rocas que se propagan en las sinclisas y combaduras vecinas, o bien su espesor disminuye bruscamente.

A las partes estructurales descritas de las regiones de plataforma les corresponden tres grupos fundamentales de macizos de rocas de tipo de plataforma: los macizos de las regiones de los escudos, las anticlisas y los amplios pliegues anticlinales y, por último, las sinclisas y combaduras.

Las subdivisiones estructurales en las regiones de rocas plegadas están representadas en forma de zonas extendidas regionalmente, que ya más arriba se enumeraron. A éstas les corresponden los grupos fundamentales de macizos plegados de rocas. Tales son los macizos medios, los macizos de los sinclinorios internos y cubetas, los macizos instrusivos, los macizos de las depresiones entre montañas y las combaduras del territorio.

En el grupo de los macizos de las regiones de escudos se distinguen subgrupos de los macizos de zonas plegadas aisladas. Así, en los límites del escudo del Báltico, se pueden distinguir los grupos de los macizos de las zonas plegadas de Kola, Carelia, Finlandia y algunas otras.

Las diversidades más esenciales en las características ingeniero-geológicas de los macizos de rocas de las regiones de sinclisas y combaduras, al igual que las de las anticlisas y las de los amplios pliegues anticlinales, están vinculadas con su posición en dichas estructuras.

Las diferencias fundamentales en las características ingeniero-geológicas internas de grupo de los macizos de rocas de las regiones plegadas están determinadas, fundamentalmente, por la actividad desigual de los movimientos tectónicos más recientes y por la diferente división del relieve. Según estos indicios se distinguen los subgrupos de macizos: 1) de las regiones alpinas de actividad tectónica; 2) de las regiones bajas de actividad tectónica débil y 3) de las regiones de estructuras plegadas, de pasividad tectónica y parcialmente peniplanificadas (allanadas). Como es sabido, con la intensidad y escalas de los movimientos tectónicos contemporáneos están

Tabla 31

TIPIFICACION INGENIERO-GEOLOGICA DE LOS MACIZOS DE ROCAS

Tipos y subtipos	Grupos	Subgrupos
A De plataformas a) antiguas b) nuevas	A_1. De las regiones de los escudos A_2. De las anticlisas y amplios pliegues anticlinales A_3. De las sinclisas y cubetas	Se distinguen por su posición en una u otra zona plegada del escudo Se distinguen por su situación en una u otra parte de la región estructural dada de la plataforma
B. De rocas plegadas a) caledonianas b) hercinianas c) alpinas	B_1 — de los macizos medios B_2 — de los sinclinorios internos y cubetas B_3 — de los macizos intrusivos B_4 — de las depresiones entre montañas B_5 — de las combaduras del territorio	1. De las regiones alpinas tectónicamente activas 2. De las regiones bajas de actividad tectónica débil 3. De las regiones tectónicamente pasivas y peniplanificadas

vinculadas la sismicidad, la profundidad y la densidad de la división erosiva de los macizos de rocas, la intensidad del desarrollo de los derrumbamientos, corrimientos de tierras, aludes y otros muchos fenómenos geológicos contemporáneos.

Tales son las bases de la tipificación ingeniero-geológica de los macizos de rocas, cuyo esquema se expone en la tabla 31.

Las subdivisiones más fraccionadas de los macizos de rocas tienen carácter local (regional), ligado a las particularidades de la historia geológica y estructura de la región o cuenca dada. Por esto las últimas subdivisiones no pueden entrar en la clasificación general de los macizos de rocas.

CAPITULO 9

Particularidades ingeniero-geológicas de los yacimientos de minerales

§ 1. Macizos de rocas y yacimientos de minerales

Los minerales yacen en los macizos de rocas, donde forman acumulaciones naturales denominadas *yacimientos*. Los yacimientos se subdividen en metalíferos (menas de metales y elementos nativos), de minerales combustibles (carbón, turba, petróleo, gases combustibles) y no metalíferos (materiales de construcción, materia prima química, piedras técnicas y preciosas y otros).

Para asegurar una explotación racional de los yacimientos de minerales se realiza el estudio de éstos, en el curso del cual se ponen en claro las condiciones geológicas y formas de yacimiento del mineral, su calidad y cantidad, las propiedades de las rocas encajantes y de las rocas que cubren el mineral, la inundación del yacimiento, etc. De tal guisa, estas investigaciones son *complejas* e incluyen el estudio geológico, hidrogeológico e ingeniero-geológico del yacimiento y las investigaciones especiales del propio mineral, imprescindibles para resolver el problema respecto a su enriquecimiento, utilización compleja, etc.

Las condiciones geológicas del yacimiento de mineral se determinan, fundamentalmente, por las particularidades de la composición, constitución y estado de las rocas del piso principal geológico del macizo de rocas y profundidad de su yacimiento. Según estos indicios se distinguen las clases principales y subclases de yacimientos de minerales. Con la génesis del yacimiento están ligadas orgánicamente tan importantes características geológicas de las rocas como la forma de estratificación y distribución del mineral en el piso principal geológico, su calidad, clase, etc. Así, para los yacimientos de carbones minerales de tipo parálico (es decir, de origen costero-marítimo) son características las capas uniformes, pero de poco espesor, que se repiten reiteradamente en el corte geológico del piso fundamental geológico del macizo de rocas y que son miembros constantes de las "multicapas" de este último.

Los yacimientos de tipo límnico (de origen lacustre-pantanoso) se distinguen por el espesor desigual de las capas carboníferas, frecuentemente muy grande (de hasta 100 m y más), acuñamiento de estas en distancias pequeñas y constitución muy compleja y facialmente desigual de la pila encajante.

Para los yacimientos metalíferos es característica la diversidad de las formas de disposición del mineral útil, que es considerablemente mayor que para los yacimientos carboníferos, hecho vinculado a la diversidad excepcional de las condiciones geológicas de su forma-

ción. Según el síntoma genético entre ellos se distinguen los yacimientos magmáticos (de segregación, licuación y otros), de pegmatitas y filonianos hidrotermales, metasomáticos, metamórficos de contacto (skarns y otros), metamórficos de sedimentación primaria, sedimentarios, de corteza de meteorización ("residuales"), de aluvión, de infiltración[1]) y otros.

§ 2. Particularidades ingeniero-geológicas de los yacimientos carboníferos

Los yacimientos de carbones minerales son formaciones sedimentarias típicas. Según las condiciones tectónicas se distinguen los yacimientos carboníferos de tipo de plataforma, de construcciones de rocas plegadas y de tipo transitorio (tabla 32).

Yacimientos carboníferos de tipo de plataforma. La pila carbonífera (piso principal geológico del macizo carbonífero de rocas), las más de las veces, está formada por rocas no cementadas en las que las arenas predominan sobre las arcillas. Faltan casi por completo las rocas de detritos groseros. Las capas carboníferas son de estructura simple, raramente están divididas por intercalaciones de rocas. El contenido de carbón no es constante y más frecuentemente está confinado a los tramos bajos del "fundamento" de la pila carbonífera. La hipsometría de la capa carbonífera repite en medida considerable las irregularidades de la superficie de este "fundamento".

Los carbones pertenecen a las fases inferiores de metamorfización, es decir, a los carbones terrosos y a los pardos densos. Las rocas encajantes son de granos sueltos, movedizas (en caso de inundación) o plásticas. La división de los yacimientos de plataforma en clases se expone en la tabla 32.

Los yacimientos carboníferos de las regiones de rocas plegadas son extremadamente diversos por sus características ingeniero-geológicas. Los rasgos comunes para éstos son el trastorno tectónico (dislocación) y el espesor considerable de la capa carbonífera, el grado elevado de metamorfización (carbón de piedra, antracitas) y fosilización del carbón y de las rocas encajantes, el número considerable de capas carboníferas de poca potencia, aunque generalmente uniformes.

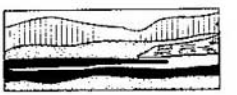
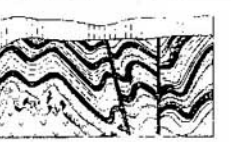
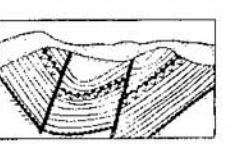
Estos yacimientos se dividen en las siguientes clases principales:

a) los yacimientos internos de plataforma de las combaduras del territorio (por ejemplo, la mayoría de los yacimientos del Donbás). Están formados por la pila carbonífera de muchos kilómetros, que comprende un gran número de capas carboníferas de poca potencia pero uniformes en grandes espacios, y que se formaron en las condiciones ribereño-marítimas. Las capas carboníferas están divididas por estratos de esquistos arcillosos y areniscas, y a veces por inter-

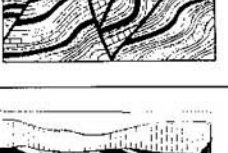
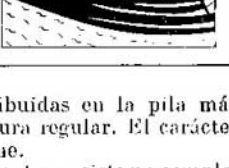
[1]) A los de infiltración relacionamos los yacimientos formados mediante la sedimentación de los minerales metálicos de las aguas subterráneas de alimentación infiltrante.

Tabla 32

CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS CARBONIFEROS SEGUN LAS CONDICIONES TECNICAS

Tipos	Clases	Ejemplos de yacimientos	Esquema principal de la estructura
I. De plataforma	a. De estructura simple sin trastornos secundarios	De Raychijinsk	
	b. De estructura simple, pero con trastornos secundarios, en particular, diapiros	Cuencas de carbones pardos de Bashquiria y de Dniepr	
	c. De estructura compleja con derrubios antiguos y trastornos cársicos del criadero carbonífero	Cuenca de los alrededores de Moscú	
II. De tipo de rocas plegadas	a. De las combaduras del territorio internas de plataforma	Parte central del Donbás	
	b. De las regiones de las combaduras del territorio y de los sinclinorios	De la cuenca de Kizel	
	c. Con manifestación intensa de magmatismo	De la isla de Sajalin	

Continuación de la tabla 32

Tipos	Clases	Ejemplos de yacimientos	Esquema principal de la estructura
III. De tipo intermedio	a. De cuencas de tipo intermedias	Cuenca de Minusinsk	
	b. De las zonas transitorias o regiones de algunas cuencas	Regiones periféricas norteñas del Donbás, partes centrales del Kuzbás y de la cuenca de Tunguska	
	c. De las depresiones intermontañosas	Yacimientos carboníferos de lignito del Ural del Norte y yacimientos de la cuenca de Cheliabinsk	

calaciones o nervios de calizas; están distribuidas en la pila más o menos uniformemente y tienen una estructura regular. El carácter de las rocas del respaldo también es uniforme.

La estructura tectónica de la cuenca representa un sistema complejo de pliegues de curso uniforme alterados por desplazamientos disyuntivos, y en algunos sitios por introducciones de rocas magmáticas.

Los fenómenos del metamorfismo regional determinaron el grado elevado de carbonificación y fosilización (litificación) de los carbones y de las rocas encajantes. Al existir fenómenos de metamorfismo de contacto se observa una grafitización local y parcial de los carbones;

b) los yacimientos carboníferos de las regiones de las combaduras del territorio y de los sinclinorios (por ejemplo, la cuenca de Kizel), que están compuestos de una pila carbonífera reunida en pliegues asimétricos. A la par de los pliegues grandes se advierten pliegues pequeños, que obstaculizan considerablemente la extracción del carbón. Las alteraciones disyuntivas de carácter de fallas inversas y fallas de corrimiento, así como también los fenómenos cársicos en las calizas que sirven de lecho a la pila carbonífera provocan una

complicación considerable. Es típica la variabilidad de la composición y constitución tanto de la pila encajante como de las capas de carbón, vinculada a las condiciones inestables de acumulación de la pila carbonífera en el ambiente del pantano-cauce. Las rocas encajantes son las aureolitas, las argilitas, las areniscas y las arcillas;

c) los yacimientos en las regiones del desarrollo intenso del magmatismo, que se caracterizan por el hecho de que, a la par de las rocas sedimentarias, en la pila carbonífera gozan de un extenso desarrollo las rocas magmáticas (andesitas, basaltos, pórfidos cuarzosos, etc.). Un ejemplo son los yacimientos de la isla de Sajalín. Aquí toda la pila carbonífera está reunida en pliegues de estructura generalmente asimétrica y alterada por una multitud de dislocaciones disyuntivas. La formación carbonífera contiene más de 30 capas de carbón de pequeña potencia, estructura compleja y uniformidad de la dirección de la capa en 6...8 km. Los fenómenos del magmatismo complican fuertemente la difusión de los carbones de diferentes marcas y determinan la inestabilidad de las características físico-mecánicas de las rocas encajantes y de las intercalaciones de rocas. A causa de los fenómenos del magmatismo ciertos yacimientos no son en absoluto útiles para la explotación.

Los yacimientos carboníferos de tipo intermedio se distinguen por la potencia considerable de los depósitos carboníferos, que a veces constituye muchos centenares de metros, por la gran cantidad de capas carboníferas, que tienen cierta uniformidad, por la dislocación (aunque no es intensa) y, por último, por la concentración considerable o cementación de las rocas que contienen carbón. Todo esto vincula estos yacimientos con los yacimientos de tipo de rocas plegadas. No obstante, la débil revelación del metamorfismo regional de los carbones (los carbones son, primordialmente, húmicos), la alteración más frecuente de las rocas y la permanencia menor de las capas carboníferas aproximan estos yacimientos a los yacimientos de tipo de plataforma. Como ejemplo de yacimiento del tipo dado puede servir la cuenca de Minusinsk. En el aspecto estructural la cuenca dada representa en sí una enorme cuenca intermontañosa, rellena de una pila potente (de hasta 2165 m) de depósitos carboníferos y rodeada por todas las partes por cadenas de montañas: las Alatau de Kuznetsk y las de los Sayanes. Las rocas sedimentarias carboníferas de la cuenca están reunidas en braquipliegues, generalmente, de estructura asimétrica, complicadas en algunas partes por plegamientos más pequeños y por disyunciones no grandes de su continuidad. El contenido carbonífero industrial se conserva en las braquisinclinales, las principales de las cuales son los pliegues sinclinales en V en las inmediaciones del Yeniséi-Abakan, Abakan y Altai.

Al tipo intermedio pertenecen también algunas partes de otras cuencas, representadas fundamentalmente por los yacimientos de tipo de plataforma o de rocas plegadas. Tal es la serie de yacimientos de carbón de la cuenca de Tunguska, situados entre los yacimien-

tos orientales, que son típicos de plataforma, y los occidentales, de tipo de rocas plegadas, asimismo como los yacimientos de las partes periféricas norteñas del Donbás, regiones centrales del Kuzbás y otras.

Al tipo intermedio también deben pertenecer los yacimientos carboníferos de las depresiones entre las montañas. Para éstos son particularmente características la variabilidad brusca del corte geológico en extensiones cortas, la sustitución frecuente de las gravelitas y de las areniscas con las argilitas y las aleurolitas, la alteración de éstas con las capas carboníferas de potencia variable (frecuentemente muy grande), la inconstancia de la potencia de las rocas entre las capas carboníferas homónimas.

Los carbones lignitosos, semibrillantes y brillantes, están más metamorfizados que los carbones de los yacimientos de tipo de plataforma. El grado de compactación (a veces de cementación) de las rocas encajantes es superior que el de los macizos de tipo de plataforma, pero, sin embargo, su resistencia mecánica y estabilidad, en general, son medias.

Las diferencias considerables en la resistencia de las rocas y tipos de carbones están determinadas, fundamentalmente, por los fenómenos del dinamometamorfismo y, por consiguiente, por la diferente intensidad de los fenómenos tectónicos. Generalmente la pila carbonífera está reunida en pliegues simples, bóvedas y pliegues en V, complicados en una u otra medida por plegamientos secundarios y dislocaciones disyuntivas (por fallas normales o directas, fallas laterales y pequeñas fallas de corrimiento). En este caso las rocas encajantes se caracterizan por ser de moderadas resistencia mecánica y estabilidad (por su débil litificación). En el caso de una estructura tectónica más complicada la resistencia mecánica de la roca y la madurez de los carbones aumentan. Como ejemplos de las primeras pueden servir los yacimientos de Volchanovsk, Bogoslovsk y Veselovsk, y de las segundas, los yacimientos de la cuenca de Cheliábinsk.

Los tipos y clases de yacimientos carboníferos descritos más arriba pueden ser abiertos, semiabiertos y tapados. Los yacimientos del Kuzbás son ejemplo de los abiertos. Aquí la pila carbonífera de edad pérmica o jurásica aflora o se encuentra bajo una capa de acumulaciones contemporáneas de poca potencia. A los yacimientos semiabiertos se deben atribuir una parte de los yacimientos del Donbás, en los que los depósitos carboníferos están tapados por depósitos de poca potencia. La parte central del Donbás es un yacimiento abierto. Los yacimientos de Kizel, Cheliabinsk, Pechorsk y de algunas otras cuencas son representantes típicos de yacimientos tapados.

Las subdivisiones más detalladas de los yacimientos carboníferos se establecen por indicios específicos para los tipos y subtipos aislados. Así, por ejemplo, en las condiciones del Kuzbás, con arreglo a las explotaciones a cielo abierto, es menester distinguir los yacimientos: con capas potentes abruptas, inclinadas y poco inclinadas;

con capas de poca inclinación y potencia moderada en las condiciones de un relieve tranquilo. En la cuenca de los alrededores de Moscú son importantes las condiciones hipsométricas de estratificación de las rocas de la pila carbonífera con respecto a las rocas carbonosas del "fundamento" y la profundidad a la que yace esta pila.

§ 3. Particularidades ingeniero-geológicas de los yacimientos metalíferos

Los yacimientos metalíferos, a diferencia de los carboníferos, son más diversos por las condiciones y formas de estratificación. En unos casos estos yacimientos representan en sí depósitos lenticulares o estratiformes más o menos uniformes que se extienden en espacios considerables (fig. 49), y en otros casos forman cuerpos generalmente

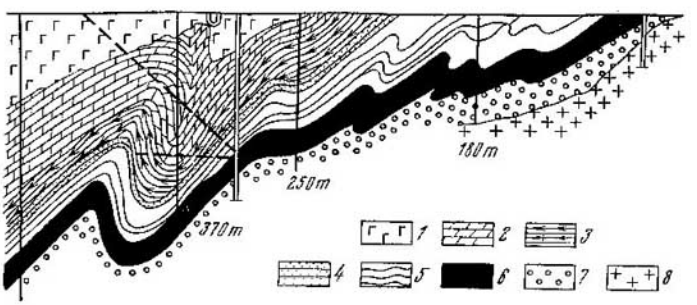


Fig. 49. Yacimiento de esquistos cuprosos:
1—gabro, *2*—dolomita, *3*—esquistos talcosos, *4*—esquistos y cuarcitas, *5*—interestratificación de cuarcitas y esquistos, *6*—esquistos metalíferos, *7*—cuarcitas del respaldo bajo, *8*—granito

alargados linealmente, que bucean profundamente (fig. 50), en forma de filones o diques o mineralizaciones de configuraciones y dimensiones menos uniformes, y que representan en sí la mineralización de la zona de contactos o las dislocaciones tectónicas disyuntivas (fig. 51). Se conocen cuerpos minerales que no afloran en la pila metalífera y que representan en sí "yacimientos ciegos". Son particularmente complejas las formas de yacimiento de los cuerpos metalíferos en los contactos con las rocas magmáticas (yacimientos de contacto-metamórficos) y los yacimientos de la corteza de meteorización de las formaciones metamórficas antiguas (minerales residuales). En estos últimos la pila encajante se caracteriza por su estructura muy compleja (dislocación intensa, desarrollo de los cuerpos magmáticos). En dichos yacimientos los cuerpos minerales se alternan con rocas de diversa resistencia mecánica y meteorización. Los propios

minerales también representan en sí una compleja alternación de algunas de sus clases y tipos.

Los tipos y los subtipos, los grupos y los subgrupos fundamentales de los yacimientos metalíferos se diferencian según los indicios tectónicos (tabla 33). Las subdivisiones más fraccionadas parece

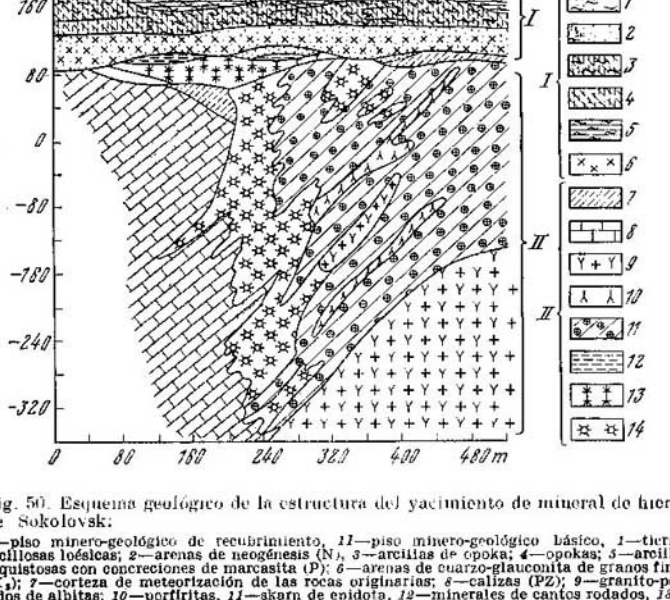


Fig. 50. Esquema geológico de la estructura del yacimiento de mineral de hierro de Sokolovsk:

I—piso minero-geológico de recubrimiento, *II*—piso minero-geológico básico, *1*—tierras arcillosas loésicas; *2*—arenas de neogénesis (N_2); *3*—arcillas de opoka; *4*—opokas; *5*—arcillas esquistosas con concreciones de marcasita (P); *6*—arenas de cuarzo-glauconita de granos finos (K_2); *7*—corteza de meteorización de las rocas originarias; *8*—calizas (PZ); *9*—granito-pórfidos de albitas; *10*—porfiritas, *11*—skarn de epidota, *12*—minerales de cantos rodados, *13*—minerales de hierro pardo, *14*—minerales de magnetita

necesario tener que separarlas según las particularidades ingeniero-geológicas de la pila contenedora del mineral (clases), profundidad de yacimiento (subclases) e indicios genéticos (familias).

Como resultado todos los yacimientos metalíferos se subdividen en dos tipos principales: de plataforma y de rocas plegadas. Los yacimientos de los ricos minerales de hierro de la anomalía magnética de Kursk (AMK) son un ejemplo de yacimientos de tipo de plataforma con basamento cristalino precambriano y piso principal en la planta estructural inferior. En el aspecto estructural estos yacimientos están confinados a la anticlisa de Voronezh de la plataforma Rusa, que es la concentración de la cuenca de mineral de hierro

mayor del mundo. Los ricos minerales de la cuenca representan en sí la zona superior de la corteza de meteorización de las cuarcitas ferruginosas (minerales residuales de hierro) o de los productos de redeposición de las formaciones ferruginosas de la corteza de meteorización (minerales sedimentarios). Estos yacen en las "cabezas" de las capas abruptas de las rocas madres, las cuarzitas ferruginosas, rellenando las desigualdades en su superficie. Los yacimientos de minerales representan en sí cuerpos aislados alargados linealmente

Fig. 51. Yacimiento de scheelitas en skarn:
1—skarn con scheelita, *2*—adamelitas, *3*—calizas

e intercalados profundamente en la pila de cuarcitas (tipo lineal de la corteza de meteorización) o cuerpos que ocupan una superficie considerable y que se extienden a una profundidad relativamente pequeña (tipo superficial de la corteza de meteorización). La composición mineral, el tipo de cementación y la composición de la sustancia cementadora de los minerales varían de una intercalación a otra. En virtud de esto entre los minerales se distinguen variedades, desde las parecidas a las arcillas o de granos sueltos hasta las rocosas (duras) con resistencia a la compresión de $200 \cdot 10^5$ Pa y más. En el respaldo bajo de los yacimientos de minerales se encuentran los esquistos filíticos y las cuarcitas, y en el respaldo alto los esquistos filíticos. Toda la pila metalífera está arrugada en pliegues isoclinales complejos, desgarrada por disyunciones e inundada. También está inundada la pila suprayacente de rocas de "despojo".

Las diferencias fundamentales en las condiciones de la explotación de los yacimientos de minerales de hierro de la AMK están estrechamente vinculadas a la situación de éstos en una u otra parte de la estructura principal de la cuenca, es decir, de la anticlisa de Voronezh. Según el indicio dado en la cuenca de la AMK se distinguen tres regiones: la norte, que ocupa el declive nordeste de esta anticlisa hacia la sinclisa de los alrededores de Moscú, la central, que coincide con la parte cupular de la anticlisa, y la sur, que se encuentra en los límites del borde sudoeste de esta estructura. Las particularidades de los yacimientos de mineral de hierro de estas regiones se caracterizan en la tabla 34.

Los yacimientos de minerales de tipo de rocas plegadas se encuentran en las pilas de rocas duras, fisuradas y siempre, en uno u otro grado, meteorizadas. En aquel caso cuando la pila contenedora del mineral es de rocas metamórficas y, particularmente, volcanogé-

Tabla 33

CLASIFICACION DE LOS YACIMIENTOS METALIFEROS SEGUN LAS CONDICIONES TECTONICAS

Tipos y subtipos	Grupos	Subgrupos	Clases	Subclases	Familias (las más importantes)
A. De plataforma a) antiguos b) jóvenes	A_1. De las regiones de escudos	Se distinguen por la posición del yacimiento en una u otra zona plegada del escudo	1. En el macizo de las formaciones superficiales de las regiones de los escudos	1. Abiertos 2. Semiabiertos	1. Metamórficos de sedimentación primaria 2. Magmatogéneos 3. De la corteza de meteorización (residuales) 4. Pegmatíticos e hidrotermales filonianos 5. De contacto-metamórficos
	A_2. De las regiones de las anticlisas y cordones	En el piso estructural inferior	2. En los productos redepositados de la corteza de meteorización de las rocas del basamento cristalino	1. Abiertos 2. Semiabiertos 3. Cubiertos	
	A_3. De las regiones de las sinclisas y cubetas	En el piso estructural superior	3. En el macizo de rocas del basamento cristalino		
			1. En el macizo de rocas preferiblemente carbonatadas		1. Sedimentarios 2. De la corteza de meteorización (residuales) 3. De infiltración 4. De placer 5. De contacto-metamórficos
			2. En el macizo de rocas arenoarcillosas no cementadas		
			3. En el macizo de rocas cementadas		

Tipos y subtipos	Grupos	Subgrupos	Clases	Subclases	Familias (las más importantes)
B. Construcciones de rocas plegadas a) caledonianas b) hercinianas c) alpinas	B_1. De los macizos medianos B_2. De los sinclinorios interiores y cubetas B_3. De los macizos intrusivos B_4. De las depresiones entre las montañas B_5. De las combaduras hacia abajo de los extremos	1. De las regiones alpinas activas tectónicamente 2. De las regiones bajas de débil actividad tectónica 3. De las regiones tectónicamente pasivas	1. En el macizo volcanogéneo-sedimentario 2. En el macizo de rocas carbonatadas, esquistosas y de grawaca 3. En los macizos de rocas cristalinas (intrusivos) 4. En los macizos de rocas sedimentarias construidos cíclicamente y desgarrados por intrusiones magmáticas 5. En el macizo de las formaciones superficiales y de las rocas de la corteza de meteorización	1. Abiertos 2. Semiabiertos	1. De contacto-metamórficos 2. Sedimentarios metamorfizados 3. Magmatogéneos propios (de fusión y otros) 4. Pegmatíticos e hidrotermales filonianos 5. Sedimentarios 6. De la corte a de meteorización (residuales) 7. De placer 8. De infiltración 9. Metasomáticos 10. Sedimentarios 11. Residuales 12. De placer

PARTICULARIDADES DE LOS YACIMIENTOS DE MINERAL DE HIERRO DE LA

Regiones de la AMK	Posición estructural de las regiones	Profundidad de yacimiento del basamento cristalino	Particularidades en las condiciones de disposición del yacimiento metalífero
Norte	Pendiente noreste de la anticlisa de Voronezh	Se hunde regularmente en la dirección noreste hasta 200...300 m con intensidad, por término medio, de 2 m en 1 km	Los cuerpos minerales son de espesor pequeño y medio y yacen, fundamentalmente, entre rocas estables y de estabilidad media
Central	Parte abovedada de la anticlisa de Voronezh	80...100 m, y en la región del yacimiento de Mijailovsk disminuye hasta 25...40 m	Los yacimientos metalíferos raramente exceden de 25...40 m, son de configuración sinuosa, con ventanas de cuarcitas oxidadas, que frecuentemente salen a la superficie del "basamento" en forma de crestas altas
Sur	Borde suroeste de la anticlisa de Voronezh	Se hunde uniformemente en la dirección suroeste hasta 400...450 m y más (región de mineral de hierro de Belgorod) con intensidad; por término medio, de 7 m en 1 km	Los yacimientos minerales se extienden en grandes espacios, formando cuñas que, frecuentemente, se extienden a la profundidad de 100...200 m y más. Yacen entre rocas de estabilidad débil y resistentes

Tabla 34

ANOMALIA MAGNETICA DE KURSK (AMK)

Característica de las rocas del techo principal	Pisos geológicos de las rocas de la pila suprayacente al mineral	Particularidades hidrogeológicas de los yacimientos
Estables (arcillas del devónico medio y superior, que alternan con las calizas y las areniscas)	1. Complejo de los depósitos cuaternarios 2. Macizo de creta-marga 3. Macizo arenáceo del áptico-neocomiense y del cenomaniese 4. Macizo de construcción compleja y facie desigual del bat-kalevey 5. Arcillas margosas compactas, calizas y arenas del devónico	Aislamiento seguro del piso mineral contra las aguas del macizo del mesozoico-cenozoico
Depósitos arenoarcillosos del jurásico de estabilidad débil e inestable (frecuentemente de tipo de arena movediza) y depósitos ribereños-marítimos	1. Complejo de depósitos cuartenarios 2. Macizo de creta-marga del santón-turón 3. Complejo arenoso del albiense-cenomaniese 4. Complejo de construcción difícil arenoarcilloso del jurásico	Generalmente son dos pisos principales acuíferos, separados por arcillas del jurásico; entre ellos el piso inferior está ligado hidráulicamente con el mineralo-cristalino, y el superior con el de marga-creta y el cuaternario
Ora calizas compactas, ora cársicas, dispuestas en capas intersecadas por arcillas, ora depósitos arenoarcillosos con contenido de bauxita o carbón, ora, por último, rocas jurásicas arenoarcillosas de alta movilidad y débil estabilidad	1. Complejo de depósitos cuaternarios 2. Pila potente (hasta 250 m) de marga-creta 3. Arenas del cenomaniesalbiense 4. Pila de arcillas del Volga inferior, calizas y areniscas 5. Arcillas kimeridgienses-oxfordienses (en el oeste no hay) 6. Pila arenosa (en la parte norte) del Kalevey medio 7. Arcillas compactas del bat-Kalevey 8. Rocas paleozoicas carbonoarcillosas (no en todas las partes)	Muy complejas: 1. Existen hasta 6 horizontes acuíferos aislados 2. Altas cargas (hasta $50 \cdot 10^5$ Pa) 3. Débil permeabilidad al agua de las rocas acuíferas ($k_f = 0{,}5$—$0{,}9$ m/día)

neas-sedimentarias esquistoideas, el grado de su meteorización resulta ser muy elevado. Esta circunstancia es la causa principal de la débil estabilidad de sus afloramientos y, en particular, de los grandes trastornos de los bordes de las minas. Las dislocaciones de éstos transcurren más frecuentemente por los contactos con las rocas esquistoideas fuertemente meteorizadas. Tales son, por ejemplo, las deformaciones de los bordes de las minas en los yacimientos de Blagodatni, montaña Magnética y otras. En la primera de éstas las deformaciones transcurren más frecuentemente por el contacto con los esquistos grafitizados. En la mina de Magnitogorsk la superficie de deslizamiento del gran corrimiento de tierras de 1945 pasó fundamentalmente en los límites de las tuffitas fuertemente meteorizadas (hasta la caolinización completa) con mezcla de corneana, es decir, la atachita.

Las circunstancias que complican considerablemente las condiciones de explotación de muchos yacimientos metalíferos del tipo de rocas plegadas son: 1) la forma irregular y la configuración muy complicada de los cuerpos minerales y, frecuentemente, la alternación variada de los minerales de diferentes tipos y clases; 2) las numerosas dislocaciones tectónicas, las más serias de las cuales dividen la pila metalífera en bloques aislados de diversa magnitud y amplitud variable de los desplazamientos relativos; 3) la abundancia considerable de rocas y minerales (en lo que se refiere a sus propiedades de resistencia, de deformación y propiedades acuofísicas); 4) la fisuración no uniforme y la meteorización de la pila contenedora de mineral. La explotación de algunos yacimientos metalíferos se complica considerablemente por el relieve alpino y poco accesible de la región.

Como ya se señaló, los yacimientos metalíferos de las diferentes clases se distinguen entre sí, principalmente, por las particularidades ingeniero-geológicas de la pila contenedora de mineral. En este aspecto son muy interesantes los yacimientos metalíferos de las pilas volcanogénico-sedimentarias y metamorfizadas. A la clase dada pertenecen, en particular, muchos yacimientos sulfúricos de metales no ferrosos. En éstos las rocas efusivas, generalmente, se han transformado en esquistos cuarzoso-sericíticos, cloríticos, cloritico-talcosos y otros, que son muy inestables en los afloramientos y, frecuentemente, se hinchan incluso durante las inundaciones insignificantes de los yacimientos, pasando a estado de fluidez los productos de su meteorización. En las zonas de derrumbamiento estos esquistos se transforman en una masa parecida al lodo, capaz de penetrar muy peligrosamente en los tajos. Los yacimientos de la clase dada, que se encuentran en las condiciones de las depresiones entre montañas y que, frecuentemente, están cubiertos por una potente pila de rocas clásticas no consolidadas e inundadas considerablemente, también son peligrosos en lo que se refiere a las penetraciones de las aguas subterráneas. Tales son, por ejemplo, ciertos yacimientos sulfúricos del Altai Metalífero.

Bajo la acción de los procesos de oxidación los minerales sulfúricos son capaces de autoinflamarse y provocar incendios subterráneos Esto complica considerablemente las condiciones, de por sí ya difíciles, de ejecución de los trabajos de minería y requiere un régimen especial y el cumplimiento de medidas profilácticas.

Los yacimientos que se encuentran en las pilas de rocas duras sedimentarias, como son las calizas, areniscas y grawacas, se diferencian como regla por las condiciones más serenas. Las dificultades principales surgen al destapar y explotar estos yacimientos debido a su inundación excesiva. La lucha contra las aguas subterráneas en los yacimientos comprendidos en las pilas de calizas con carso que yacen a niveles inferiores del nivel del agua de los depósitos o corrientes de agua vecinos, se transforma en un problema de ingeniería serio y complicado. Tal es, por ejemplo, el yacimiento de bauxitas de Severouralsk, comprendido en la pila de calizas cársicas del devoniano. Aquí las calizas encajantes ocupan la depresión tectónica en la banda de rocas de piedras verdes, muy conocida en el Ural. Las calizas están reunidas en pliegues monoclinales desgarrados por disyunciones. La mineralización, en forma de yacimientos estratificados, está comprendida en la parte inferior de las calizas, cuya potencia total alcanza 800—1000 m. Toda esta pila se encuentra, quebrantada por una fina fisuración. Las grietas de estratificación y los dos sistemas de grietas secantes de buzamiento abrupto se distinguen por su uniformidad regional. Las cavidades cársicas se desarrollan, fundamentalmente, por los sistemas de grietas secantes de buzamiento abrupto, particularmente en los lugares de su intersección con las grietas de otros sistemas. La concentración máxima de las cavidades cársicas se observa en las zonas de las dislocaciones tectónicas, asimismo como en la parte en la que las calizas contactan con el yacimiento metalífero.

Son muy interesantes los datos según el grado del carso de las calizas. Se ha establecido que la magnitud del carso abierto en todo el volumen de las rocas constituye, por término medio, cerca de un 2,8%. Pero junto a la superficie éste aumenta hasta un 3,6%. El carso abierto disminuye con la profundidad, y a profundidades de 100—150 m alcanza un 1,1 . . . 1,7%.

Como resultado de la fisuración intensa y del carso de las calizas el yacimiento resultó estar muy inundado. Sin embargo, por el hecho de que el macizo de calizas está comprendido en su conjunto en una pila de rocas volcánico-sedimentarias de piedras verdes de débil permeabilidad al agua, la salida regional del agua en la pila dada es limitada. De esta manera también están limitados los recursos dinámicos de las aguas de la pila de calizas. Esta circunstancia, al estar aislado el yacimiento de las aguas fluviales, crea condiciones favorables para la desecación del yacimiento y construcción de minas. El agotamiento potente con gasto total en 1954 de hasta 10 000 m^3 h aseguró el descenso de las aguas subterráneas hasta 70 . . . 107 m.

No obstante, en los yacimientos tuvieron lugar numerosas penetraciones de las aguas subterráneas con gastos de hasta 100 . . . 1700 m^3/h y en un caso con aflujo catastrófico de hasta 4300 m^3/h. La causa fue la excesiva fisuración irregular de las calizas, debido a lo cual la superficie de los niveles dinámicos de las aguas intersticiales cársicas se formó de manera irregular. En las condiciones dadas fue necesario dispersar las instalaciones de agotamiento por algunas regiones mineras, utilizar la perforación de avance del tajo, construir una red de pozos subterráneos de agotamiento para el descendimiento de la capa acuífera y realizar otras medidas que aseguran la prevención de las penetraciones de las aguas subterráneas. El descendimiento intenso de la capa acuífera y las penetraciones de las aguas subterráneas provocaron el derrubio y la redeposición del material arcilloso, que rellena las cavidades cársicas y las grietas, y la socavación mecánica de las acumulaciones superficiales arcillosas, hecho que condujo a la formación de embudos de socavación, particularmente grandes en los tramos de absorción de las aguas superficiales.

Una serie de yacimientos metalíferos está comprendida en los macizos intrusivos, constituidos por rocas magmáticas heterogéneas. Estos yacimientos componen una clase ingeniero-geológica independiente. A éstos pertenecen muchos yacimientos filonianos, pegmatíticos y magmatogéneos (de licuación, de segregación) propiamente dichos y algunos otros.

Los macizos intrusivos, generalmente, se distinguen por ser de estructura interna bastante compleja, determinada por el desarrollo de los cuerpos intrusivos de diversa edad y heterogéneos, por la existencia de dislocaciones tectónicas de diverso orden (desde zonas grandes de fracturas tectónicas hasta pequeños desplazamientos) y por la fisuración constante de las rocas y del macizo entero. La solución de las cuestiones fundamentales de la geología de ingeniería de semejantes macizos está ligada estrechamente con el estudio de los elementos enumerados de su estructura interna, con la desintegración de las rocas y abertura de las grietas, asimismo como con las investigaciones de las fuerzas de resistencia al desplazamiento y separación por las superficies interfaciales de distinto género del macizo. Tales factores técnicos de la minería como son la segregación de las rocas y minerales del macizo y, por consiguiente, el gasto de explosivos para extraer 1 t de mineral y 1 m^3 de roca; la permeabilidad al agua y la inundación del yacimiento; la estabilidad de los afloramientos en las excavaciones y otros, se encuentran en estrecha dependencia de las características enumeradas. Generalmente los yacimientos de la clase dada están poco inundados o, prácticamente, están secos. Solamente las zonas de las dislocaciones tectónicas (particularmente en los macizos de rocas magmáticas que por su composición química son ácidas y medias) y las partes de la salbanda de muchas formaciones filonianas se distinguen por su inundación elevada. En estos mismos lugares se observa la localización de las

deformaciones mayores de los afloramientos de las excavaciones mineras.

Son muy complejas las condiciones de destape y explotación de aquellos yacimientos de la clase dada en los que el macizo comprendedor del mineral está cubierto por rocas de débil estabilidad y por rocas inundadas. Tales son, en particular, los yacimientos de las depresiones entre las montañas, cubiertas por encima de la pila que comprende el mineral por rocas de arena con grava y rocas arcillosas.

Las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos metalíferos de las dos últimas clases se aproximan a las condiciones de las clases correspondientes de los yacimientos carboníferos. No obstante, existe también una diferencia importante, que consiste en la gran diversidad de las formas de yacimiento de los cuerpos minerales y de su distribución en el macizo mineral, determinados por el distinto procedimiento de formación de los yacimientos. Así, en la cuarta clase de los yacimientos metalíferos se pueden distinguir hasta nueve familias genéticas, aunque la quinta clase reúne solamente tres familias fundamentales: los yacimientos sedimentarios, los de placeres y los residuales.

Tercera parte
FUNDAMENTOS DE LA GEODINÁMICA APLICADA A LA INGENIERÍA

CAPITULO 10

Elementos de la característica geodinámica de los yacimientos de mineral

§ 1. Contenido y problemas de la geodinámica de ingeniería

Durante la construcción y explotación de empresas mineras frecuentemente se tropieza con las manifestaciones de diversos procesos geológicos contemporáneos, que complican la asimilación y excavación de los yacimientos de minerales.

En el aspecto ingeniero-geológico, es decir, desde el punto de vista de la determinación de las condiciones geológicas de los trabajos de construcción y explotación de minas ofrecen interés casi todos los procesos geológicos contemporáneos, y sin embargo despiertan una mayor atención aquellos que van acompañados de la destrucción interna del territorio de la construcción y de las rocas que lo componen por los desplazamientos rápidos, a veces catastróficos, de las rocas o por las potentes solicitaciones dinámicas sobre las instalaciones. Tales son la erosión fluvial y la erosión de barranco, la abrasión, los corrimientos de tierra, los derrumbes, las riadas de barro, las deformaciones de congelación-dinámicas y cársicas de la superficie terrestre, los procesos sísmicos. Muchos de los procesos enumerados provocan la necesidad de realizar previamente medidas especiales de ingeniería, por ejemplo, consolidación de los taludes, explanación vertical y otras.

Para la apreciación de las condiciones de ejecución de los trabajos de minería tienen también importancia los procesos geológicos cuyos resultados se advierten al transcurrir largo tiempo. Tales son, por ejemplo, los procesos de meteorización de las rocas, algunos fenómenos de acumulación de los sedimentos contemporáneos, los movi-

[1]) En lo sucesivo, la geodinámica aplicada a la ingeniería para abreviar, a denominaremos geodinámica de ingeniería (N. del T.)

mientos neotectónicos de la corteza terrestre y los procesos geotérmicos.

Las variaciones de las condiciones ingeniero-geológicas durante la ejecución de los trabajos de minería siempre van acompañadas del desarrollo de fenómenos de diverso género, denominados *minero-geológicos*. Estos representan en sí un grupo especial de los fenómenos ingeniero-geológicos. A diferencia de los análogos naturales, los fenómenos minero-geológicos no sólo tienen un vestigio de la situación geológica, sino también del género y aspecto de la acción artificial sobre ésta.

De tal modo, los procesos geológicos contemporáneos y los fenómenos minero-geológicos, en su conjunto, determinan la situación geodinámica de ejecución de los trabajos de minería. La situación geodinámica se caracteriza por el estado de los campos geofísicos, que penetran el medio geológico (campos de tensiones y deformaciones, geotérmico, hidrogeodinámico), y de los fenómenos minero-geológicos.

La parte de la geología de ingeniería en la que se estudian los procesos geológicos contemporáneos y los fenómenos minero-geológicos desde las posiciones de su influencia sobre las condiciones de la excavación de los yacimientos de mineral, se denomina *geodinámica aplicada a la ingeniería*.

Los objetivos principales de la geodinámica de ingeniería son:

1) el estudio de los procesos geológicos contemporáneos con el fin de determinar su influencia sobre la estabilidad, seguridad y longevidad de las obras técnicas mineras;

2) el pronóstico de las variaciones de la situación geodinámica de la región en la que se ejecutan los trabajos de minería;

3) la argumentación de las medidas protectoras de ingeniería que garantizan la seguridad de los trabajos de minería, la utilización racional del subsuelo y la protección del medio ambiente.

Los problemas enumerados se resuelven mediante el estudio detallado de la estructura del macizo de rocas y de su estado geodinámico, utilizando ampliamente los métodos de la petrografía de ingeniería (ciencia del suelo), la experimentación en el natural y en el modelo de los medios estructurales y la mecánica de los medios estructurados. Con el perfeccionamiento de los medios técnicos que se utilizan en la minería se crean las condiciones para la utilización de las fuerzas destructoras de los procesos geológicos en provecho de la producción.

§ 2. Clasificación de los procesos geológicos

Todos los procesos geológicos se dividen en exógenos (externos) y endógenos (internos).

Los procesos geológicos **exógenos** transcurren como resultado de la acción de las capas externas de la tierra (hidrósfera y atmósfera) sobre la corteza terrestre y abarcan las partes superficiales de ésta.

CLASIFICACION DE LOS PROCESOS GEOLOGICOS EXOGENOS

Grupos	Subgrupos	Representantes de los procesos del subgrupo dado	
		De denudación	De acumulación
I. Trabajo geológico de las aguas superficiales	1. Trabajo geológico de los flujos dispersos de las precipitaciones atmosféricas y de las aguas deshieladas, que corren por la superficie de la pendiente.	Acarreo	Acumulación de diluvio
	2. Trabajo geológico de las corrientes temporales reunidas de agua.	Derrubio. Formación de barrancos. Riadas de barro	Acumulación del aluvión de barranco, conos de deyección, etc.
	3. Trabajo geológico de las corrientes de agua que actúan constantemente (arroyos, ríos, riachuelos).	Derrubio del lecho. Derrubio de la orilla y fenómenos que lo acompañan (taludes detríticos y derrumbes)	Acumulación del aluvio-diluvio, taludes detríticos, etc.
	4. Trabajo geológico de la marejada, de las olas de flujo-reflujo, de las corrientes litorales	Abrasión de la costa marítima. Derrubio y transporte de los sedimentos del fondo	Acumulación de los sedimentos ribereño-marítimos y de playa
II. Trabajo geológico de las aguas subterráneas	1. Acción química y físico-química de las aguas subterráneas sobre las rocas	Lixiviación de las rocas. Formación del carso. Hundimientos y asientos. Meteorización química de las rocas. Fluidez de las rocas	Cementación de los sedimentos, "cicatrización" de las grietas y cavidades. Salinización secundaria de los suelos y terrenos.
	2. Destrucción de las rocas por filtración		Acumulación de los derrubios y de las masas de rocas
III Trabajo geológico de la atmósfera	Procesos eólicos	Corrosión de las rocas por el viento. Dispersión y arrastre. Arenas errantes	Acumulación de los depósitos eólicos (loes, arenas y otros)

Continuación de la tabla 35

Grupos	Subgrupos	Representantes de los procesos del subgrupo dado	
		De denudación	De acumulación
IV. Trabajo geológico de las aguas subterráneas y superficiales	1. Deformación de las pendientes de las orillas en forma de deslizamiento y flujo de las masas de rocas	Diferentes géneros de deformaciones de los corrimientos de tierra. Flujo plástico y extrusión (abultamiento) de las rocas	Acumulación de las masas de los corrimientos de tierra
	2. Otras formas de manifestación de las aguas superficiales y subterráneas	Empantamiento del terreno y acumulación de los depósitos de pantano	
V. Trabajo geológico de la atmósfera y de las aguas subterráneas	1. Procesos que transcurren bajo el influjo de las oscilaciones estacionales de la temperatura y de la humedad de las rocas	"Respiración" estacional del suelo. Meteorización de las rocas por el hielo y por la temperatura	
	2. Deformación de las rocas bajo el influjo de la congelación y deshielo de las aguas subterráneas y de las rocas	Fenómenos de congelación dinámicos (hinchazones, hidrolacolitos, capas de hielo, carsos térmicos, solifluxión)	

Dichos procesos revelan su vinculación con las condiciones externas y, generalmente, se someten a la zonalidad climática.

Según su tendencia los procesos exógenos se subdividen en procesos de denudación y de acumulación, que, sin embargo, están vinculados entre sí inquebrantablemente, igual que, por ejemplo, los fenómenos de erosión, derrubio y formación de barrancos están vinculados con los procesos de acumulación diluvial, del aluvión de barranco, deposición de los conos de deyección, etc. Generalmente se distinguen con suficiente exactitud las partes del territorio en unas de las cuales prevalecen los procesos de denudación y los procesos que los disponen, mientras que en otras están principalmente concentrados los procesos de acumulación y litificación de los sedimentos. Semejante delimitación permite distinguir las particularidades de la situación geodinámica y el estado y propiedades de las rocas de la pila que cubre el territorio que se estudia.

Los procesos geológicos exógenos surgen como resultado del trabajo geológico de las aguas superficiales, aguas subterráneas y de la atmósfera. Unos de ellos deben su desarrollo, fundamentalmente, a las aguas superficiales (fenómenos de acarreo y derrubio, formación

de barrancos, etc.), otros se lo deben a las aguas subterráneas (carso, destrucción de las rocas por filtración) y, los terceros, a la atmósfera (corrosion de las rocas por el viento, procesos de dispersión y arrastre, como son las arenas errantes). Algunos procesos exógenos surgen como resultado de las acciones conjuntas de las aguas subterráneas y superficiales (por ejemplo, los corrimientos de tierra) o de las aguas subterráneas y de la atmósfera (meteorización de las rocas, diversas formas de las deformaciones volumétricas de los suelos y terrenos). De acuerdo a este principio se distinguen los grupos naturales de los procesos geológicos exógenos (tabla 35).

Señalemos que los procesos geológicos exógenos se someten con diferente grado de efectividad al control ingenieril, por ejemplo, mediante la explanación vertical del territorio, regulación de la escorrentía subterránea y superficial y del régimen de humedad y régimen de temperatura de las rocas.

Los procesos geológicos **endógenos** surgen bajo la acción de la energía interna, desprendida por la tierra. Entre el número de procesos geológicos endógenos, que en mayor grado determinan la situación geodinámica del yacimiento, representan un mayor interés los procesos sísmicos, los movimientos neotectónicos de la corteza terrestre y los fenómenos de la geotermía. Los procesos geológicos endógenos no se someten al control ingenieril y por esto, en las zonas en las que estos procesos se manifiestan, la construcción y la explotación de las instalaciones mineras se basan en la predicción de dichos procesos y creación de estructuras ingenieriles adaptadas a la situación geodinámica dada, y también de esquemas tecnológicos y métodos de excavación de los minerales.

§ 3. Métodos de estudio de la situación geodinámica

Los resultados de casi todos los procesos geológicos se pueden observar visualmente. Estos varían el estado y las propiedades de las rocas, crean nuevas formas del relieve y, por último, alteran la estructura geológica del terreno. Por esto, el estudio de la situación geodinámica se inicia con las observaciones geológicas visuales y con la cartografía geológica, es decir, marcando en el mapa todas las manifestaciones visibles de los procesos geológicos novísimos y contemporáneos. Con esto se elaboran mapas especiales que caracterizan *el estado geodinámico* del territorio.

Para obtener una noción respecto a las variaciones del estado geodinámico del territorio con el tiempo e intensidad de éstas, complementariamente, se realizan las siguientes investigaciones:

1) mediante el estudio y la cartografía detallada de las formaciones geológicas recientes, establecimiento de la sucesión histórica del surgimiento de estas formaciones y desarrollo de los fenómenos y procesos geológicos novísimos y contemporáneos se reconstituye el cuadro del desarrollo general de los procesos geológicos en la región durante el tiempo que, directamente, precede a la actualidad;

2) se realizan levantamientos reiterados ("de turno") del estado geodinámico del territorio, se comparan los datos de los levantamientos reiterados con los materiales y datos de las observaciones e investigaciones de los años precedentes;

3) se organizan las observaciones estacionarias, con la utilización de los medios exactos de las observaciones instrumentales, tras la dinámica de los procesos geológicos, tras las variaciones del estado y de las propiedades de las rocas, regímenes de las aguas subterráneas, etc.

De tal modo, el estudio de la situación geodinámica del territorise efectúa tanto mediante los métodos del levantamiento geológic- y del análisis histórico-geológico, como mediante los procedimientoo de las observaciones estacionarias, obteniendo las característicao cuantitativas de los procesos y de las fuerzas que destruyen el tes rritorio o que provocan la deformación de los macizos de roca. Semes jante género de datos son sumamente importantes para la proyección de las medidas protectoras y para el cálculo de las estructuras especiales de las obras, adaptadas a los datos de las condiciones geológicas dadas.

Las investigaciones grafoanalíticas y los métodos de simulación de los procesos geodinámicos y de los fenómenos tienen un valor auxiliar. Estos últimos se utilizan durante la proyección de las obras de ingeniería de mayor responsabilidad y coste.

§ 4. Característica general de los fenómenos minero-geológicos

Las rocas que yacen a cierta profundidad de la superficie se encuentran en estado de tensión, determinado por la acción de la masa de las pilas suprayacentes y de la masa propia. El estado natural de tensión del macizo obtuvo el nombre de *primario*.

En las condiciones de homogeneidad física del macizo y de terreno llano se debe esperar un acrecentamiento uniforme de las tensiones con la profundidad. En cualquier punto del macizo las componentes de las tensiones pueden ser determinadas, en este caso, según las fórmulas

$$\sigma_z = \gamma h; \quad \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z \frac{\mu}{1-\mu};$$

$$\tau_{xy} = \tau_{yz} = \tau_{xz} = 0,$$

donde γ es la masa media volumétrica que recubre la pila de rocas;
h, la profundidad de disposición del punto de observación respecto a la superficie terrestre;
μ, el coeficiente del empuje lateral.

Los macizos reales de rocas, que se distinguen por su heterogeneidad interna y, frecuentemente, por la anisotropía de las características físicas, tienen un campo heterogéneo de resistencia

σ_r (x, y, z, α), a lo que debe corresponder un campo heterogéneo de tensiones σ_t (x, y, z, α). Con otras palabras, el estado de tensión de los macizos de roca es estructural, y responde a la estructura interna ingeniero-geológica del macizo. Además, en las condiciones del terreno accidentado se nota el influjo de la estructura de la superficie terrestre. Tales son las fuentes locales de las tensiones internas y los factores fundamentales de la estructuración del estado normal de tensión de los macizos. Las fuentes de las tensiones internas y los factores fundamentales de la estructuración del estado natural de tensión de los macizos de rocas pueden tener carácter regional. En este caso surgen tensiones y deformaciones de carácter regional, provocadas por las primeras, que se conocen como deformaciones y tensiones tectónicas.

De tal guisa, el estado natural de tensión de los macizos de rocas se compone de dos fenómenos más o menos independientes:

a) del estado de tensión, que refleja las particularidades estructurales-mecánicas locales del macizo;

b) de las tensiones de carácter regional y tectónico.

Al efectuar las excavaciones de minas el estado primario de tensión y las condiciones de equilibrio de las rocas en el macizo se alteran. Esto ocurre como resultado de la redistribución de las tensiones, que conduce a la aparición de focos de concentración de tensiones en unos sitios y a su debilitación en otros. En las condiciones de los macizos de rocas, heterogéneos respecto a las características estructurales-mecánicas, el cuadro de redistribución de las tensiones aparece mucho más complicado.

El conjunto de fenómenos que surgen en los macizos de rocas bajo el influjo de los trabajos de minería denominaremos *fenómenos minero-geológicos.*

Según su grado de distinción de los fenómenos geológicos se distinguen tres categorías de fenómenos minero-geológicos:

1) fenómenos que en grado considerable están preparados por los procesos geológicos; los trabajos de ingeniería solamente aceleran su manifestación y desarrollo. Tales son, por ejemplo, los procesos de meteorización de las rocas, que preparan las deformaciones gravitacionales de los taludes de las canteras;

2) fenómenos que solamente se desarrollan en la situación minero-técnica creada artificialmente. Tales son las explosiones de rocas, las irrupciones súbitas de polvo de carbón y otras;

3) fenómenos que se diferencian de las dos primeras categorías por el hecho de que participan en el proceso tecnológico. Tales son los corrimientos de tierra en los bordes de trabajo de las canteras, que se utilizan para elevar la productividad en los trabajos de destape, o el escurrimiento del carbón, que se utiliza para la intensificación de los trabajos de extracción.

Todos los fenómenos minero-geológicos se subdividen en dos grupos: a) que surgen en las excavaciones a cielo abierto y b) que están ligados con los trabajos subterráneos.

El rasgo fundamental de los fenómenos minero-geológicos es su dependencia de los factores de explotación minera, a los cuales pertenecen:

1) en las excavaciones a cielo abierto—el procedimiento de destape y el sistema de excavación, el orden de acabado del yacimiento, los ángulos generales de ataludado de los bordes de la cantera, el número de escalones y la anchura de las bermas, la velocidad de avance de los frentes de ataque, las medidas de descendimiento de la capa acuífera, la desecación y protección de la cantera contra las aguas superficiales, etc.;

2) en las excavaciones subterráneas—el sistema adoptado y el orden de excavación del yacimiento, los parámetros geométricos y la disposición mutua de las excavaciones, la duración del servicio de las excavaciones, el procedimiento de control de la presión litostática, las medidas de preparación ingenieril del yacimiento para su excavación (desecación, abatimiento de la capa acuífera).

Los fenómenos minero-geológicos representan en sí el resultado de la interacción de las excavaciones y del macizo de rocas. Esta circunstancia es importante en dos aspectos. En primer lugar, obliga a estudiar los fenómenos minero-geológicos como el resultado de la acción conjunta del sistema único excavación—ambiente geológico (macizo de rocas) y, en segundo lugar, confirma la posibilidad de controlar los fenómenos minero-geológicos, ya que estos fenómenos no sólo dependen de las particularidades geológicas del macizo de rocas, sino que también dependen de los factores de la explotación minera, que están a disposición del hombre.

De tal manera, el objetivo fundamental de las investigaciones ingeniero-geológicas en la minería consiste en predecir los fenómenos y procesos minero-geológicos y elaborar recomendaciones para su preservación.

CAPITULO 11

Procesos geológicos relacionados con la ecorrentía superficial

§ 1. Procesos de acarreo, derrubio y formación de barrancos

Durante el acarreo (ablación) tiene lugar la extirpación de las formaciones superficiales por los chorros pequeños y arroyos de agua deshelada o pluvial (fundamentalmente de lluvia). El proceso dado, que se denomina diluvial, tiene carácter de *erosión de superficie.*

No obstante pasa fácilmente a ser erosión de chorro o de arroyo, es decir, *al derrubio* por los arroyos que reúnen las aguas desheladas y pluviales de las partes superiores de la ladera. Como resultado del derrubio en la superficie de la ladera surgen hoyos o surcos que, en lo sucesivo, se transforman en barrancos. La formación de barrancos es un ejemplo típico de *erosión lineal.*

Los procesos de acarreo transcurren mucho más despacio que los procesos de derrubio y formación de barrancos. Dichos procesos forman el manto diluvial en las partes inferiores y en las bases de las laderas y, de tal modo, reducen el declive de éstas.

La intensidad del acarreo depende del carácter de las rocas, declive de la superficie y existencia o ausencia del manto vegetal (tabla 36). Más fácilmente se someten a acarreo y derrubio las rocas

Tabla 36

INTENSIDAD DE ACARREO DE LOS MANTOS TERRESTRES EN DEPENDENCIA DEL DECLIVE DE LA SUPERFICIE Y DE LA EXISTENCIA DEL MANTO VEGETAL

Declive de la superficie, en grados	Cantidad de rocas acarreadas en el transcurso de la temporada (en 6 meses) de cada 1 m², en g	
	de la superficie cubierta con vegetación herbácea	de la superficie desnuda
10	14	834
20	42	1368
30	51	3104

arenoarcillosas y de limos arenosos, particularmente las rocas de limos loésicos (macroporosas), que se distinguen por su débil resistencia al agua. Con la elevación del contenido de la fracción arcillosa, aumento de la compactación y de las fuerzas de cohesión la capacidad de las rocas arcillosas a derrubiarse disminuye. Sin embargo, en las condiciones del clima continental (oscilaciones bruscas de la temperatura), durante las precipitaciones atmosféricas de carácter aguacero y la bajada rápida del manto de nieve, la capacidad al derrubio de las rocas indicadas aumenta bruscamente.

El encespedado de los taludes es la medida más simple y segura para proteger a éstos contra la destrucción. En las condiciones de las excavaciones a cielo abierto, además, se recurre a la construcción de colectores de alivios y cunetas colectoras.

La lucha contra la formación de barrancos es un problema más serio. En el estado inicial el desarrollo del barranco puede ser retenido mediante el allanamiento de los surcos y hoyos, restableciendo el manto vegetal y organizando alivios. En la etapa siguiente, cuando el barranco crece mediante su penetración en el macizo de la ladera, y cuando la destrucción del territorio acrecienta por los derrumba-

mientos y taludes detríticos de sus bordes, se recurre a la construcción de diques reforzados, es decir, saltos, cuyo fin es interrumpir el derrubio del fondo. En la tercera etapa el perfil longitudinal del fondo del barranco se allana y, por consiguiente, el derrubio del fondo se interrumpe. Al mismo tiempo acrecienta el derrubio lateral de los bordes. La destrucción intensa de estos últimos transcurre mediante la formación de taludes detríticos, derrumbes y, en algunos casos, corrimientos de tierra. La protección de las laderas contra la destrucción se efectúa mediante la organización de un trenzado con tapamiento de tierra y plantación de árboles. La lucha contra los corrimientos de tierra es posible con la ayuda de un complejo de medidas más complicado, que incluye la protección de los bordes del barranco contra las fuerzas destructoras de las aguas subterráneas.

La cuarta etapa se caracteriza por la amortiguación de los procesos erosivos en la ladera. Los bordes de los barrancos adquieren estabilidad y, paulatinamente, se cubren de vegetación, y el fondo del barranco se cubre con acumulaciones barranco-aluviales. En esta etapa se debe evitar la alteración de la estabilidad natural de la ladera y de los bordes de los barrancos.

§ 2. Riadas de barro

Las riadas de barro, o dicho de otro modo, los torrentes de piedras y fango, surgen durante los aguaceros fuertes o durante el derretimiento violento de la nieve en las cimas de las montañas. Los torrentes tempetuosos de agua, que nacen en las pendientes abruptas de las laderas montañosas, atrapan los productos mullidos de la meteorización de las rocas y, con enorme fuerza destructora, ruedan cuesta abajo por los cauces montañosos. Al salir a la llanura premontañosa el torrente de barro se desborda por la zona premontañosa en forma de abanico y deposita un tipo especial de formaciones continentales: *el proluvio*.

Las condiciones principales para el surgimiento de las riadas de barro son:

a) las pendientes considerables de los lechos, que superan 0,02 y, a veces, alcanzan 0,35;

b) el desarrollo en los cursos superiores de los cauces montañosos de arcillas y de esquistos arcillosos y de otras rocas inestables a la meteorización física, que dan un material abundante en detritos pequeños;

c) la precipitación de una gran cantidad de lluvia durante un tiempo breve (chaparrones copiosos) o el derretimiento rápido de la nieve en las cimas montañosas.

El torrente de piedra y fango se compone de la "masa hidráulica") y de las partículas grandes. La masa hidráulica representa en sí una suspensión de pequeñas partículas minerales, que se mantienen por el torrente en estado de suspensión gracias a su elevada hidrofi-

lia y, en parte, como resultado de las grandes velocidades de desplazamiento del torrente. Las partículas grandes, incluyendo los cantos rodados y las piedras, se desplazan gracias a las grandes velocidades del torrente vortiginoso de barro. El proceso de desplazamiento se puede representar en forma de movimiento a saltos, con diferente altura y longitud de los saltos, siendo así que al despegue de las partículas del fondo, generalmente, le precede la oscilación. Con el aumento de la velocidad del torrente y de su consistencia ("turbiedad") las primeras en despegar del fondo y de efectuar movimientos en forma de saltos son las partículas más pequeñas. Durante el acrecentamiento ulterior de la velocidad media del torrente y de su densidad la longitud de las trayectorias que describen algunas partículas aisladas aumenta, y el tiempo de estancia de éstas en el fondo del torrente disminuye. Simultáneamente con esto el material detrítico que se pone en movimiento a saltos es cada vez mayor (guijas, cantos rodados y piedras). La fuerza ascensional del torrente, que separa a éstos del fondo, es el resultado de la diferencia de velocidades de contorneo de las partículas en los límites inferior y superior[1]). En lo sucesivo el desplazamiento de las partículas en el torrente sucede bajo la acción de la fuerza dinámica del torrente.

En dependencia del grado de saturación de la masa de la riada con material duro de diferente grosura se distinguen las riadas de barro coherentes (estructurales) y las fluidas (turbulentas). Estas últimas reúnen *los torrentes de agua-piedra y los de fango-piedra.*

Las riadas de fango pueden ser un peligro para ciertas instalaciones mineras ubicadas en las regiones de Tian-Shan, Pamir, Cáucaso Transbaikalia.

Las medidas principales profilácticas para prevenir las riadas de barro son la conservación y restablecimiento de la vegetación en la región de su alimentación. Entre las medidas ingenieriles especiales citaremos la organización de tabiques (diques de represa), que atrancan los cauces montañosos. Con ayuda de estos tabiques se logra retener una parte de las masas de barro y piedra que ruedan hacia abajo y que se acumula delante del tabique en forma de cuña.

Cuando los diques de represa se rellenan de aluvión de la riada el fondo del cauce adquiere una estructura escalonada: resultará estar compuesto de tramos aislados de menor pendiente y de saltos. El torrente que se mueve por semejante cauce disminuye su potencia destructora como resultado de la pérdida de energía por rozamiento con el fondo del dique de represa y por los golpes durante la caída vertical de la masa de la riada de barro de un escalón a otro.

Para la protección de las carreteras contra su destrucción se construyen canalones de hormigón, por los que se arroja la riada de barro por encima o debajo de la carretera. Para la protección de

---

[1]) Generalmente, la velocidad del torrente por debajo de la partícula puede ser admitible igual a cero, y la fuerza ascensional se determina sólo por la velocidad por encima de las partículas (M. A. Velikánov).

algunas construcciones se recurre a la instalación de diques y muros protectores.

La lucha contra las riadas de barro es una medida compleja y de caro coste[1]) que se compensa y que económicamente es racional durante la protección de grandes construcciones. El servicio de observación tras el surgimiento y desplazamiento de las riadas de barro se debe considerar como uno de los medios fundamentales para garantizar la seguridad de los poblados y empresas mineras. Últimamente, para estos fines, se utilizan dispositivos automáticos: los radioadvertidores de la riada de barro.

§ 3. Erosión del cauce, derrubio de las orillas y fenómenos que los acompañan

Los fenómenos de erosión de los cauces y derrubio de las orillas transcurren bajo la acción de las corrientes de agua. Para el movimiento de las masas de las corrientes de agua son suficientes declives insignificantes, inferiores en muchas veces a los requeridos para los procesos de acarreo, por lo que estos fenómenos están difundidos en las regiones montañosas y llanas.

La erosión del cauce de los ríos está condicionada por dos procesos independientes vinculados interiormente: 1) por el despegue de la partícula mineral de sedimento del cauce, despegue ocasionado por las fuerzas ascensionales de la corriente de agua que surgen como resultado del contorneo irregular (asimétrico) de las partículas que yacen en el fondo del lecho; 2) por la incorporación de las partículas al interior del flujo y su transporte mediante la elevación de las partículas que caen bajo la acción del desplazamiento vortiginoso (turbulento) de la masa de la corriente de agua.

En las condiciones del desplazamiento vortiginoso de la corriente de agua y de la movilidad de los sedimentos del lecho se crean condiciones para la desviación del eje dinámico del flujo. El resultado de esto son los recodos de la línea de la orilla y la formación de placeres y bancos. En los sitios de viraje del eje dinámico, debido a la inercia, el agua se precipita hacia la orilla cóncava y la derrubia. En la orilla opuesta tiene lugar la acumulación de los sedimentos, hecho que está ligado con el surgimiento de corrientes transversales de fondo desde la parte cóncava del flujo hacia la contraria convexa. Como consecuencia, el valle de la corriente adquiere estructura asimétrica: la orilla que se derrubia se convierte en orilla escarpada, frecuentemente abrupta y, por consiguiente, inestable; la orilla opuesta es suave y está constituida por los sedimentos de la lengua de tierra ribereña.

La interacción de la corriente y del cauce obtuvo la denominación de *proceso del cauce* (M. A. Velikánov). El proceso dado puede ser

[1]) El coste del complejo protector contra las riadas de barro en la ciudad de Almá-Atá se valoriza en 50 millones de rublos (según N. N. Máslov)

controlado mediante construcciones especiales guiaderas de la corriente, y en particular, de diques y semidiques.

Las orillas escarpadas y abruptas de los ríos, que se derrubian intensamente, se destruyen con frecuencia, formando derrumbamientos y taludes detríticos. En las condiciones de los ríos de llanura las pendientes sometidas al derrubio se destruyen como resultado de los desplomes de las cornisas colgantes y de los despeñaderos abruptos de rocas. Tanto en uno como en otro caso estos van acompañados de un acarreo intenso, erosión fluvial, formación de barrancos y, a veces, corrimientos de tierra. La prevención de los pequeños derrumbamientos inesperados a veces se logra volando las rocas colgantes o separándolas del macizo con trabajos de cuña. En algunos casos resulta suficientemente efectiva la cementación del macizo fisurado, y a veces la retención de los bloques con ayuda de grampas de acero, troncos de sostén, muros (contrafuertes), etc. A veces se recurre a la instalación de plataformas de captación. Sin embargo, no siempre es posible la lucha activa contra los derrumbamientos grandes. Por esto, en las regiones en las que pueden haber derrumbes grandes, las construcciones y las localidades se instalan en lugares suficientemente alejados de estos últimos, por lo menos, a distancias que superan la distancia límite de caída de las masas derrumbadas. Para ello se revelan los sitios de posibles derrumbes y, mediante el estudio de las huellas de los antiguos derrumbes en la región dada, se establece la magnitud de la dispersión del material en bloques.

Los desplazamientos de los pedazos pequeños y granos de roca que se separaron como resultado de la meteorización se denomina desmoronamiento. Como resultado al pie de la pendiente se acumula *el talud detrítico*. En las regiones montañosas los taludes detríticos frecuentemente son de composición en bloques. En este caso se los denomina *flujos de piedra* (rock stream) o *placeres de piedra*.

Los taludes detríticos pueden representar peligro en las laderas montañosas que se encuentran en las regiones sísmicas, ya que bajo el influjo de las sacudidas sísmicas son capaces de ponerse en movimiento. Las masas de los taludes detríticos también pueden ponerse en movimiento como resultado de su saturación con agua después de lluvias copiosas y durante el período de derretimiento de la nieve. En este caso a veces estas masas pasan a ser riadas de barro.

En las regiones montañosas, donde los taludes detríticos son movibles y se ponen en movimiento, por ejemplo, al cortar la pendiente con zanjas, se prefiere tender los caminos en otra ladera, segura en lo referente a los taludes detríticos. Cuando se excluye semejante posibilidad las carreteras se excavan en semitúnel, evacuando los taludes detríticos a través de su recubrimiento, o en túnel.

El desmoronamiento de rocas de granos sueltos y de material de cascajo, generalmente, no provoca complicaciones especiales. La lucha contra éstos se efectúa retirando a tiempo los taludes detríticos o instalando en los lugares peligrosos redes retenedoras o bermas.

Los flujos de piedra o placeres de piedra, pueden provocar complicaciones más serias. La parte superior de su pila representa en sí un amontonamiento mullido de bloques. En las partes inferiores de los flujos de piedra los intervalos entre los bloques están rellenos en parte o por completo por un material arenoarcilloso con cascajo. Si las rocas plásticas arcillosas o los esquistos arcillosos sirven de lecho de los placeres de piedra entonces, frecuentemente, se observan desplazamientos generales (deslizamientos) hacia abajo de los placeres de piedra por las pendientes. Con esto la velocidad de desplazamiento, por ejemplo, en los Sayanes Orientales, llega a ser de 145 cm por año (observaciones de N. P. Kostenko). Los placeres de piedra de ciertas regiones (por ejemplo, del Tian-Shan del Norte), al saturarse de agua pasan a la serie de torrentes de piedras.

Los placeres de piedra que se desplazan por un lecho arcilloso plástico pasan a ser un obstáculo serio en la construcción de carreteras y elevación de obras. La autocompactación de los flujos de piedra, que va acompañada del desplazamiento mutuo de los pedazos y de su "empaquetamiento" más compacto, no es peligroso para las obras. El proceso dado se acelera por el desarrollo de las tensiones volumétricas en el macizo de los placeres de piedra, que surgen como resultado del proceso variable de humectación, congelación y deshielo estacionales y oscilaciones de la temperatura.

§ 4. Procesos geológicos en la parte litoral de los mares, lagos y embalses

Los procesos geológicos de la franja litoral de los mares y lagos se pueden subdividir en dos subgrupos independientes: a) procesos que destruyen el declive litoral, y b) procesos acumulativos.

La destrucción de la franja litoral, fundamentalmente, está causada por la oleada, es decir, por el embate constante de las olas sobre la orilla. En la destrucción de la orilla tiene menor importancia la acción química sobre las rocas (corrosión). En algunos casos actúa un mecanismo especial, neumático, de destrucción de la orilla acantilada. La ola que embate con fuerza hace entrar al agua de mar por las grietas del macizo acantilado y comprime el aire que rellena estas grietas. Cuando la ola se retira el aire comprimido arroja con fuerza la columna de agua y los pedazos de roca que arrastra consigo de las paredes.

Como resultado de los embates de las olas la franja litoral retrocede paulatinamente, dejando tras sí un relleno liso, ligeramente inclinado hacia el mar: la terraza rompeolas. El proceso dado, que está ligado con el trabajo de la oleada, se denomina abrasión. Los productos mullidos que se originan durante la destrucción de la franja litoral, asimismo como los que aportan los ríos, se depositan en la franja litoral o a cierta distancia de ésta.

La formación del perfil del litoral transcurre de manera diferente en las costas acantiladas (de profundidades grandes en la misma costa)

y en las aplaceradas (de profundidades pequeñas). Los tramos, acantilados del litoral se someten intensamente a la abrasión y se destruyen particularmente en aquellos casos cuando están constituidos por rocas de fácil derrubio. En las costas aplaceradas tiene lugar la acumulación de los productos de la destrucción de la orilla y de la escorrentía sólida de los ríos. En estos tramos se forman los depósitos de playa y los cordones de arena con guijas.

La formación de playas y la acumulación intensiva de los sedimentos litorales de fondo siempre va acompañada de la debilitación y, después, interrupción completa de la abrasión de la costa y, por consiguiente, de la debilitación de otros procesos geológicos que destruyen la orilla: derrumbamientos, desmoronamientos, corrimientos, etc. Por esto, el procedimiento más seguro y económicamente racional en la lucha radical contra la destrucción del litoral

Tabla 37

ANCHURA DE LA SUBZONA (SEGÚN E. G. KACHUGUIN)

Roca	Anchura desde el frente del nivel máximo, *m*		
	1ª subzona	2ª subzona	3ª subzona
Loes	60	160	Se determina por cálculo (aproximadamente)
Arena de grano fino	20	40	
Arena de grano medio	15	30	
Tierras arcillosas diferentes	10	20	
Arena de grano grueso y guijarrales	5	10	

es el control de la dinámica de los sedimentos litorales y de fondo. Con este fin se recurre a la construcción de semidiques y rompeolas, que retardan la erosión de los sedimentos del fondo y contribuyen a la acumulación de la playa. Las paredes protectoras contra las olas son de importancia complementaria.

Los procesos geológicos descritos surgen también en la franja ribereña de las obras hidrotécnicas de ingeniería, como son los embalses de agua, de residuos y de salmuera. Las dimensiones considerables de los estanques artificiales, que en algunos casos son comparables con los naturales, determinan el surgimiento del factor de embate de las olas. Durante la predicción de los procesos de transformación de las costas es menester partir del plazo de servicio del estanque. El grado de peligro de la transformación puede ser valorizado por la anchura de las subzonas (tabla 37) que se distinguen (según E. G. Kachuguin) en la franja ribereña: a) subzona de peligro directo; b) subzona de derrumbe de la ribera en 20 años; c) subzona de la elaboración final.

Los cálculos de estabilidad de los diques de protección deben incluir la apreciación del factor de embate de las olas[1])

CAPITULO 12

Procesos geológicos relacionados con el escurrimiento de las aguas subterráneas

§ 1. Desalinización de las rocas arcillosas

A los procesos de lixiviación (disolución y arrastre) de las sales en las rocas arcillosas salinizadas se adoptó denominarlos desalinización. Este proceso siempre va acompañado de cambios considerables de las propiedades físico-mecánicas, y a veces de deformaciones, que alteran parcialmente o totalmente la estructura primaria de la roca. El carácter y grado de variación del estado y de las propiedades de las rocas durante el proceso de su desalinización depende de la composición química y concentración de las sales, asimismo como de la composición y estructura de la propia roca.

La desalinización de las rocas no carbonatadas, salinizadas con sales de metales alcalinos (NaCl, Na_2SO_4 y otros) provoca la desintegración de los agregados de granos minerales y la elevación correspondiente de la dispersidad ("arcillosidad") e hidrofilia de la roca. En las rocas arcillosas carbonatadas, durante su desalinización, las partículas pequeñas (desde 0,001 mm y menos) se conservan en estado agregado, formando microagregados de diferente resistencia y dimensión. Los más resistentes entre ellos resultan aquellos que están coagulizados por cationes bivalentes (Ca^{2+} y Mg^{2+}), y los de menor resistencia son los coagulizados por cationes monovalentes (Na^+, K^+).

En las rocas arcillosas con enlaces estructurales durante el proceso de lixiviación se observa una reducción considerable de los índices de resistencia al desplazamiento y a la comprensión. En algunas de ellas la desalinización va acompañada de deformaciones complementarias de compactación (asientos) que transcurren prolongadamente y que acrecientan consecuentemente. El fenómeno dado obtuvo la denominación de asentamiento "disimulado" (L. N. Lomize, N. A. Klanatovskaya). Según ciertos datos el asentamiento "disimulado" se observa cuando el contenido de yeso en la roca es de hasta el 14%, y si el tipo de salinización es mixto cuando el contenido de sales es

[1]) Vean, por ejemplo, D. L. Melamut "Hidromecanización en la construcción agrícola y en las obras de irrigación". Editorial de la Construcción. M., 1967. B. A. Pyshkin "Cuestiones de la dinámica de las orillas de los embalses de agua". Kiev, Editorial de la AC de la RSSU, 1963.

del 2,5%. El asentamiento disimulado es más característico para las rocas arcillosas macroporosas.

La desalinización conduce a veces al arrastre de partículas coloidales y de pedazos finos de rocas (fenómeno de socavación mecánica y coloidal). Según las investigaciones de M. N. Tarletskaya las rocas loésicas en la región de un sistema de irrigación de la República de Georgia, con contenido de yeso mayor del 10% y con porosidad superior del 40%, son inestables a la socavación. Cuando el contenido de yeso es menor y cuando los valores de la porosidad son inferiores estas rocas, generalmente, son resistentes a la socavación.

La socavación coloidal y mecánica complican el proceso de desalinización de la roca, perturban la suavidad del desarrollo de la compactación (asentamiento) y de los cambios de las propiedades físicoquímicas de las rocas. En algunos casos esta socavación conduce a la interrupción completa de la filtración como resultado de la oclusión de los poros y de las grietas por la roca precipitada. La desalinización de las rocas resistentes a la socavación va acompañada de cambios más suaves de su estado y propiedades.

En los casos examinados anteriormente la lixiviación de las rocas salinizadas transcurre en las condiciones de filtración de las aguas subterráneas. A semejante proceso se ha adoptado denominar *lixiviación por filtración*. Pero los procesos de lixiviación también tienen lugar en los macizos de rocas que prácticamente son impermeables al agua, *por vía difusiva*. Según las investigaciones de laboratorio de V. A. Priklonski y de N. A. Oknina la lixiviación difusiva de las muestras de las arcillas de Jvalinsk conduce al arrastre casi completo de los cloruros y de una parte considerable de los sulfatos en el transcurso de 87 . . . 126 días. Con esto se observa:

a) la desalinización, en primer lugar, a costa del arrastre del cloruro sódico, fácilmente soluble;

b) la desalinización, con sustitución en el complejo absorbente del sodio por calcio;

c) el aumento de la capacidad de absorción en un 4,6 . . . 41,0%;

d) el aumento de la dispersidad ("arcillosidad");

e) la variación de las propiedades plásticas;

f) el aumento de la porosidad de las muestras en un 3,3 . . . 21,3% como resultado del hinchazón;

g) la disminución de la resistencia de las muestras húmedas en un 65,2 . . . 90,7% (ensayos con el cono de Rebinder);

h) la disminución de la resistencia durante el aplastamiento de las muestras secas al aire en un 41,0 . . . 60,2%.

La lixiviación difusiva de las rocas arcillosas transcurre con intensidad peculiar cuando se combina con la lixiviación por filtración. Esto tiene lugar en aquel caso cuando la roca arcillosa está fisurada o está interestratificada por intercalaciones arenoso-pulverulentas permeables al agua, por las que tiene lugar un desplazamiento (filtración) perceptible de las aguas subterráneas.

§ 2. El carso y los fenómenos que lo acompañan

Ciertas rocas duras (calizas, dolomitas, yesos, sal de piedra, etc.) se distinguen por su elevada solubilidad en el agua. Debido a esto, en las zonas de la circulación activa de las aguas subterráneas, se observa un desarrollo de las cavernas, canales y otras grandes cavidades subterráneas, así como también el ensanchamiento de las grietas y el aumento de las dimensiones de los poros. Estos fenómenos, que se desarrollan en las rocas solubles, se unifican con el concepto de carso o karst. En dependencia del carácter de la roca sometida al carso se diferencian los fenómenos cársicos de carbonato, yeso y sal.

Los fenómenos cársicos varían de manera radical las condiciones de la escorrentía de las precipitaciones atmosféricas y de las aguas primaverales deshieladas, y también el ambiente de circulación de las aguas subterráneas. Las aguas superficiales y las precipitaciones, frecuentemente, se absorben totalmente por los pozos y embudos cársicos. Las aguas de las pilas de rocas atacadas por el carso, que circulan por el sistema de cavidades cársicas, crean un peligro constante de inundación de las excavaciones subterráneas, invasión de las aguas subterráneas y de las arenas movedizas. Las deformaciones de las cavidades cársicas alteran las condiciones normales de yacimiento de las pilas de rocas suprayacentes. Cuando en la composición de las últimas tienen desarrollo los minerales útiles (por ejemplo, las capas carboníferas) estas deformaciones provocan bruscas alteraciones locales de la hipsometría del mineral, el empobrecimiento de éste, etc.

Como demostraron las investigaciones de N. V. Rodiónov, D. S. Sokolov y otros, sobre el desarrollo del carso ejercen gran influencia la composición y estructura de las rocas solubles. Así, por ejemplo, cuando el contenido de minerales arcillosos es mayor de un 10 . . . . . 15% la solubilidad de los carbonatos disminuye; las calizas puras son solubles y se someten al carso mucho más fácilmente. La estructura de la roca influye sobre el carácter y formas del proceso cársico. Cuando la estructura es homogénea y fisurada el carso se desarrolla más o menos regularmente por toda la pila atacada por él. Esto conduce al desarrollo de la oquedad (cavernosidad) fina distribuida uniformemente. Cuando la estructura de las rocas es heterogénea y su fisuración es irregular en las zonas de cavernosidad elevada y de fisuración surgen cavidades cársicas grandes.

La solubilidad de las rocas se determina en gran medida por la capacidad solvente de las aguas naturales, que aumenta al elevar la concentración de ácido carbónico y de iones SO_4^{2-} y Cl^-.

En las regiones y zonas de entrada intensa de las aguas de infiltración y de influencia el desarrollo del carso progresa más rápidamente. En las zonas donde las velocidades de la filtración lateral en la dirección de los drenes son elevadas también se observa una actividad considerable del proceso cársico. El aumento de la actividad del carso en las laderas de los valles a veces está relacionado con la hendedura considerable de las grietas en estos lugares (fenómeno

de la fisuración "de borde" de las rocas). Las zonas de las dislocaciones tectónicas disyuntivas también son zonas de actividad elevada del proceso cársico.

El carso está muy difundido en el territorio de la URSS y se encuentra casi en todas las regiones de desarrollo de las rocas carbonatadas, tanto en la composición de la cubierta de las plataformas Rusa y de Siberia como en la composición del complejo plegado de las regiones montañosas. El desarrollo del carso de carbonato está limitado en las regiones de las pilas fuertemente metamorfizadas del Precámbrico, así como también en las formaciones carbonatadas del flysch. Ello está ligado con las condiciones difíciles de circulación de las aguas subterráneas en éstas.

Es sabido que el yeso y las sales son rocas de elevada plasticidad. Debido a esto en ellas, durante las deformaciones, generalmente no se originan grietas que sean accesibles a la penetración y circulación de las aguas subterráneas. Por esta razón, a pesar de la gran solubilidad de estas rocas, el carso de yeso y de sal se desarrolla mucho más raramente que el de carbonato.

Según D. S. Sokolov el carso de yeso se desarrolla solamente en las regiones de estructuras tectónicas positivas, en las que, por lo visto, se crean las condiciones más favorables para la abertura de las grietas.

Son bastante conocidas las formas cársicas en las regiones de divulgación de las rocas cretácicas de la plataforma Rusa (carso cretácico).

Al apreciar desde el punto de vista ingeniero-geológico las condiciones de construcción de las obras en la superficie del terreno se tiene en cuenta la densidad de distribución de los embudos cársicos y la regularidad de su sincronización con determinados elementos del relieve y de la estructura geológica, la edad geológica (al ser posible la absoluta) de las formas cársicas, el grado de actividad del carso y la estabilidad del territorio atacado por éste.

La densidad de distribución de los embudos cársicos se aprecia por la cantidad de estos últimos en la unidad de superficie o por el coeficiente de carso, que numéricamente es igual a la relación entre el área total de los embudos cársicos y el área del terreno en los que se han tomado en cuenta los embudos.

El tiempo de formación del carso se establece mediante los métodos ordinarios de las comparaciones estratigráficas de las rocas atacadas por éste, de las rocas que participan en las deformaciones cársicas y de las rocas que rellenan las cavidades y embudos cársicos. A veces ayudan los datos de los análisis polencriptógramos, asimismo como los testimonios de los habitantes del lugar.

Respecto al grado de actividad del proceso cársico actualmente se puede juzgar por la magnitud del escurrimiento químico de las aguas subterráneas desde el territorio de las rocas atacadas por el carso, es decir, por la cantidad de sales solubles que se arrastran en un tiempo determinado por las aguas subterráneas, por ejemplo, en un mile-

nio. La actividad del proceso cársico, cuantitativamente, puede ser expresada por la relación (en %) entre el volumen de la roca disuelta, que se arrastra por las aguas subterráneas de este macizo, y el volumen total de las rocas por el carso en un tiempo determinado. A esta relación N. V. Rodiónov la denominó *grado* o *índice de actividad del proceso cársico*:

$$A = \frac{v}{V} 100\,\%,$$

donde A es el índice de la actividad del proceso cársico;
v, el volumen de la roca disuelta en 1000 años;
V, el volumen del macizo atacado por el carso.

Según las investigaciones de N. V. Rodiónov el índice de la actividad contemporánea del proceso cársico de carbonato es: para la parte montañosa de Crimea de 0,08% en un milenio; para la región de Sochi de 0,49% en un milenio; para una de las regiones secas del Asia Monor de 0,0001% en un milenio; para las rocas margocretáceas de la cuenca del río Severski Donetz de 0,27% en un milenio.

Para los yesos (República autónoma Socialista Soviética de Bashkiria) el índice de la actividad contemporánea del carso quedó determinado por G. G. Skvorzhov en 1,67%.

El grado de resistencia del territorio atacado por el carso se establece por el conjunto de datos respecto al proceso cársico y formas del carso. En ciertos casos la resistencia puede ser determinada por la frecuencia de aparición de los derrumbes cársicos en la unidad de superficie, por ejemplo, en 1 km^2.

Como demuestran las observaciones el grado del carso y el grado de fisuración de las rocas atacadas por éste se encuentran estrechamente ligados entre sí. Generalmente las cavidades cársicas subterráneas en las calizas pasan por las grietas en forma de sistemas de canales conductores del agua y oquedades, cuya dimensión es desde cavernas pequeñas hasta cuevas grandes con volumen de varios miles de metros cúbicos. Las cavidades cársicas se desarrollan más frecuentemente por los sistemas de grietas de buzamiento abrupto, particularmente en los sitios de su intersección con las grietas de otros sistemas.

Las formas subterráneas del carso ordinariamente se propagan en el macizo muy irregularmente. La magnitud del carso abierto disminuye al alejarse desde las laderas de los valles a la región de los espacios divisorios de las aguas. Pero incluso en los límites de unas mismas profundidades y de una misma parte de la ladera o de la línea divisoria de las aguas, el carso abierto es muy irregular. El carso máximo está sincronizado a las zonas potentes de trituración de las dislocaciones tectónicas grandes. Al alejarse de estas zonas el grado del carso del macizo disminuye.

La irregularidad del grado de carso conduce a que el desarrollo del embudo de depresión alrededor de las instalaciones de abatimiento del nivel del agua transcurre también muy irregularmente. Así,

según los datos del yacimiento de bauxitas del Ural del Norte, en el flanco norte de la mina 7, orientado hacia el valle del río, las cargas de presión respecto al horizonte inferior alcanzan (6 . . . 8) 10^5 Pa, mientras que en el flanco sur son solamente de (1,5 . . . 2,0) 10^5 Pa. Las elevadas alturas hidrostáticas residuales en ciertos tramos fueron la causa de las repetidas invasiones de las aguas subterráneas. Estas últimas, generalmente, iban acompañadas del derrubio intenso del material arcilloso en las cavidades cársicas.

En algunos casos los procesos de socavación alcanzaron la superficie en forma de embudos de socavación.

En el desarrollo de las formas subterráneas del carso se observa una zonalidad vertical. Según D.S. Sokolov ésta corresponde a las siguientes zonas de circulación de las aguas subterráneas:

I—zona de aeración, donde, fundamentalmente, se observa una filtración vertical, que conduce a la formación de canales cársicos verticales y de oquedades;

II—zona de oscilación estacional de las aguas subterráneas, en la que se observa el desarrollo de las cavidades y de los canales, tanto verticales como horizontales;

III—zona de saturación total, que se encuentra en la esfera de la acción drenadora de la red hidrográfica. El flujo de las aguas subterráneas está dirigido hacia los valles, y la zona en la que tiene lugar la circulación del agua abarca el flujo bajo el lecho y la esfera de descarga de las aguas subterráneas (IIIa). Semejante carácter del movimiento de las aguas subterráneas queda determinado por el desarrollo del carso en el fondo del valle y en las orillas;

IV—zona de circulación profunda, donde el movimiento de las aguas subterráneas es lento y, por consiguiente, la lixiviación en esta zona transcurre lentamente.

Las formas subterráneas del carso se pueden estudiar con ayuda de los trabajos de perforación, ciertos métodos de investigaciones hidrogeológicas experimentales y estacionarias y métodos de prospección geofísica.

Con los testigos de los pozos de sondeo se estudian la fisuración y la oquedad total de las rocas, el grado de su destrucción (dimensiones de los pedazos de roca, salida del testigo), las variaciones en la composición y estado de meteorización de las rocas, carácter y composición del relleno de las grietas, poros y cavernas. Con estas investigaciones se logran establecer las zonas de profundidades con diferentes grados de carso y de destrucción de las rocas.

Generalmente se observa una relación entre el grado del carso de la roca y su característica de filtración y capacidad de absorción del agua. Mediante la efectuación de inyecciones experimentales y bombeos, asimismo como de observaciones sistemáticas tras el gasto de líquido lavador durante el proceso de perforación de pozos, se obtienen los datos respecto al grado de fisuración y de carso de las rocas.

Existen experimentos interesantes para la determinación del grado del carso de las rocas según el volumen del agua que sale al abatir el nivel de la capa acuífera (O. B. Skirguello), mediante las observaciones tras la velocidad de restablecimiento del nivel de la capa acuífera (L. I. Smirnov), mediante la construcción de curvas integrales de la reiteración de los valores del índice de permeabilidad de las rocas al agua (L. I. Koniarova) y según las magnitudes del caudal del río antes de entrar en el límite del macizo atacado por el carso y después de salir de él.

En la actualidad, para el estudio del carso, se utilizan métodos geofísicos, y en particular la prospección eléctrica (perfilado eléctrico, carrotaje eléctrico) y la prospección sísmica.

§ 3. Destrucción de las rocas por filtración

En las zonas de acuñamiento de las aguas subterráneas frecuentemente se puede observar el arrastre de partículas finas y finísimas de las rocas, el escurrimiento y ciertas otras formas de destrucción de las rocas. Estos fenómenos componen el subgrupo de las formas de destrucción de las rocas por filtración.

Las rocas sometidas a la destrucción por filtración se denominan rocas inestables a la filtración. A éstas pertenecen las arenas, generalmente de granos finos y finísimos, micáceas, particularmente de estructura mullida, así como también algunas rocas pulverulento-arcillosas no resistentes al agua.

La resistividad de las rocas a su destrucción por filtración, es decir, su resistencia a la filtración, depende de las características hidráulicas del flujo de aguas subterráneas y, en primer lugar, del gradiente de filtración y de la velocidad de filtración. La destrucción por filtración comienza con ciertos valores críticos de éstos.

En las rocas de granos sueltos, donde las partículas (granos) se encuentran en contacto simple (la cohesión $c = 0$), la destrucción por filtración comienza durante la transición del régimen laminar de circulación en los poros de las rocas al régimen turbulento. Las velocidades críticas y los gradientes críticos con los que tiene lugar esta transición dependen, ante todo, del diámetro de los poros y de las dimensiones de los granos.

La destrucción de las rocas arcillosas por filtración queda dificultada por las fuerzas de la pegajosidad (coherencia) de las partículas arcillosas y por las pequeñas dimensiones de los poros, y por esto a la destrucción se someten solamente las rocas loésicas de macroestructura y los loess que, como se sabe, están atravesados por grietas y poros grandes y tienen una coherencia de las partículas que no es resistente al agua.

En las condiciones naturales se pueden observar dos tipos de destrucción de las rocas por filtración: el escurrimiento y la socavación coloido-mecánica.

El escurrimiento de las rocas se observa cuando son grandes las velocidades de salida de la filtración de las aguas subterráneas en los bancos de los depósitos inestables a la filtración. El escurrimiento tiene lugar bajo la acción de la presión del flujo de filtración de las aguas subterráneas. En este caso las fuerzas de resistencia (rozamiento interno, en parte, de cohesión) resultan ser insuficientes para vencer la presión de filtración, que numéricamente es igual al producto de la masa específica del líquido que se filtra (Δ_0) por el gradiente de filtración del flujo, es decir. $P_f = \Delta_0 T$.

El escurrimiento generalmente se observa al brotar en la superficie las fuentes ascendentes. La roca que escurre se derrama a semejanza de un líquido viscoso y, después, se estabiliza. Cuando el contenido de partículas de sedimentación lenta es grande (arcillas, arena fina y polvo) la estabilización transcurre lentamente. El escurrimiento frecuentemente es la causa de la alteración de la inestabilidad general de la ladera y del surgimiento de derrumbes, pequeños desprendimientos y corrimientos de tierra.

Se denomina socavación coloido-mecánica al arrastre de partículas finas y finísimas (coloidales) de roca por el flujo de filtración.

La socavación se observa en tres casos principales.

1. La roca inestable a la filtración está fisurada, es de poros grandes y las velocidades de filtración por las grietas y por los poros grandes superan las velocidades críticas (I_{cr}). La destrucción por filtración en las condiciones dadas comienza por la disolución de las sales incrustadas en las grietas y poros de la roca. A continuación tiene lugar un ensanchamiento gradual de las grietas y el aumento de las dimensiones de los poros de la roca mediante la erosión fluvial de sus paredes. Como resultado se originan las cavidades seudocársicas.

2. La roca inestable a la filtración contacta con otra roca permeable al agua, como son los guijarrales, las rocas duras fisuradas o atacadas por el carso; la erosión fluvial tiene lugar en el contacto de las rocas (la denominada socavación de contacto).

La socavación de contacto también puede tener lugar a profundidades considerables de la superficie terrestre, cuando las velocidades o gradientes de la filtración longitudinal en la capa de buena permeabilidad superan los valores críticos de éstos.

Según las investigaciones de V. S. Istómina la socavación por contacto de las rocas arcillosas se observa cuando los gradientes longitudinales de filtración $1 \leqslant 0{,}6 - 0{,}8$; sobre la intensidad del proceso ejercen gran influencia la densidad de la roca, el grado de saturación con agua y la resistencia al agua.

3. Las rocas filtrantes yacen en las laderas del río, el descenso del nivel del agua en el río después de la crecida es rápido. Los gradientes y las velocidades de filtración de la capa acuífera cerrada que surgen, frecuentemente resultan ser mayores que las críticas.

CAPITULO 13

Procesos geológicos relacionados con la escorrentía superficial y subterránea

§ 1. Corrimientos de tierra

Los corrimientos de tierra son un tipo muy divulgado de destrucción de las pendientes naturales.

La particularidad cinemática principal de los corrimientos de tierra es el desplazamiento por resbalamiento de las rocas desprendidas del macizo de la pendiente. Las condiciones fundamentales para la separación de las rocas del macizo y su desplazamiento hacia abajo por la pendiente son:

1) la debilitación de las fuerzas de resistencia del macizo de rocas de la pendiente durante el proceso de meteorización como resultado de la humectación, lixiviación de filtración y osmótica, y a veces de destrucción por filtración;

2) el aumento del gradiente hidráulico y de las velocidades de filtración de las aguas subterráneas, que tiene lugar durante la caída del nivel de crecida del río o al elevarse el nivel de las aguas subterráneas después de las lluvias copiosas o del derretimiento de la nieve;

3) el corte de la base de la pendiente por el derrubio fluvial o por el batimiento de las olas, que conduce a un aumento inadmisible para las condiciones dadas de la pendiente de la ladera y a la pérdida del apoyo en la base de ésta;

4) la sobrecarga de la pendiente con acumulaciones diluviales y, a veces, con acumulaciones proluviales.

Los corrimientos de tierra provocan cambios importantes en el relieve y en la estructura geológica de la ladera, suavizando y complicando considerablemente la estructura de la superficie de ésta. En la ladera aparece un descenso de forma de circo denominado circo del corrimiento de tierra, que por encima está limitado por una pared de desprendimiento 2 más o menos vertical, y por los bordes por las grietas de resbalamiento 6 (fig. 52 y fig. 53) dispuestas en escalones. El borde delantero del corrimiento de tierra, su pie, generalmente representa en sí una cadena de caballones 4, que surgen mediante la extrusión de las rocas de la base de la ladera por las masas desplazadas. Las grietas surcan también el borde superior del corrimiento de tierra, las partes centrales y los caballones de empuje. Las grietas 1 del borde superior generalmente están abiertas y son grietas de tracción. Estas, ordinariamente, se disponen concentricamente, en semicírculos, siendo así que el brazo inferior de las grietas está más abajo respecto al superior. En la parte inferior de la ladera, en los surcos de empuje, generalmente obtienen desarrollo las grietas

de hinchamiento 5. En la parte central del corrimiento se observan grietas cerradas de arrugamiento, asimismo como grietas abiertas de tracción, que surgen durante los desplazamientos relativamente considerables de la parte inferior del corrimiento de tierra.

En su conjunto la superficie del corrimiento de tierra, ordinariamente, abunda en montículos, hundimientos (generalmente pantanosos). Los árboles, que crecen en la ladera del corrimiento, adquieren una posición inclinada ("bosque borracho"), y en los corrimientos viejos adquieren la forma de sables.

Las rocas que participan en los desplazamientos de tierra forman el cuerpo del corrimiento. Por debajo éste queda limitado por la

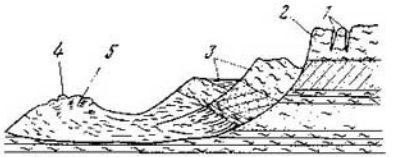
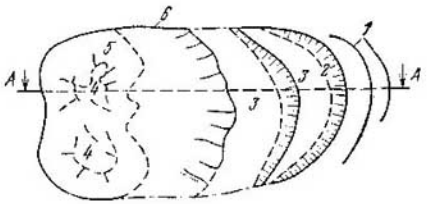


Fig. 52. Esquema de la estructura del circo del corrimiento de tierra en el corte

superficie de deslizamiento, que se revela por los espejos de deslizamiento, asimismo como por los surcos y rasgos de deslizamiento. En las etapas iniciales del proceso de corrimiento de tierra generalmente se observan microdeslizamientos, distribuídos más o menos



Fg. 53. Esquema de la estructura del circo del corrimiento de tierra en el plano

uniformemente por toda la zona de sobretensión del macizo de la ladera. Dichos microdeslizamientos crean un cuadro de deformación suave, plástica de la ladera en la fase disimulada del proceso de corrimiento de tierra. Con el tiempo se observa una concentración de los microdeslizamientos en cierta zona del macizo de la ladera y, seguidamente, en toda la superficie de desplazamiento, que frecuentemente se denomina superficie dinámica de deslizamiento. El proceso concluye con la formación de grietas-punzadas y con los desplazamientos rápidos, más o menos generales, de todo el cuerpo del corrimiento.

El cuadro descrito del desarrollo del proceso de corrimiento de tierra se observa generalmente en los taludes de las orillas, constituidos por rocas no cementadas de estructura aproximadamente homo

génea u horizontal estratificada. En este caso la superficie de deslizamiento está compuesta de las partes superior casi vertical, e inferior, de curvolinealidad complicada. En los macizos de rocas con cohesión insignificante ($c \neq 0$) y que, fundamentalmente, trabajan con las fuerzas del rozamiento interno, la configuración de la parte inferior de la superficie de deslizamiento se aproxima a la espiral logarítmica (investigaciones de S. S. Golushkévich y V. V. Sokolovski). En la fig. 54 se expone el esquema de las posiciones del corrimiento de tierra durante el desplazamiento por una superficie de

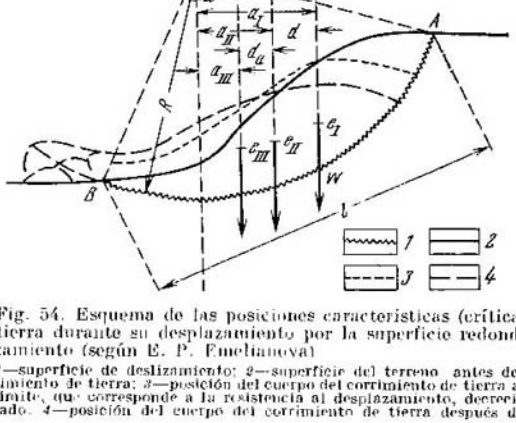


Fig. 54. Esquema de las posiciones características (críticas) del corrimiento de tierra durante su desplazamiento por la superficie redondo-cilíndrica de deslizamiento (según E. P. Emelianova)

1—superficie de deslizamiento; *2*—superficie del terreno antes del desplazamiento de corrimiento de tierra; *3*—posición del cuerpo del corrimiento de tierra al alcanzar éste el estado límite, que corresponde a la resistencia al desplazamiento, decrecida en el proceso de traslado; *4*—posición del cuerpo del corrimiento de tierra después de cesar el movimiento

deslizamiento redondo-cilíndrica. Se debe señalar que la heterogeneidad y la anisotropía de las características de las rocas del talud complican la configuración matemáticamente regular de la superficie de deslizamiento.

A la fase principal de los desplazamientos de los corrimientos de tierra, generalmente, la preceden deformaciones plásticas que transcurren lentamente. Frecuentemente éstas acompañan a todo el proceso de corrimiento. En este caso se tiene que ver con un tipo especial de deformaciones, en las que los deslizamientos se combinan con el flujo plástico del cuerpo de corrimiento. Existen también unos corrimientos de tierra que transcurren simultáneamente con los fenómenos de escurrimiento y socavación de las rocas. Tanto en uno como en otro caso se trata de los corrimientos de tierra complejos plásticos y de socavación y de los corrimientos-escurrimientos. En estos la superficie de deslizamiento se sustituye por una zona de flujo plástico intenso o escurrimiento de las rocas.

Además de los corrimientos de tierra ordinarios (simples) y complejos se deben distinguir los denominados resbalamientos simples y complejos. Estos se advierten en los macizos de rocas resistentes y de resistencia media y se distinguen por la anisotropía de las características físicas expresada muy fuertemente. El deslizamiento del cuerpo del corrimiento durante los resbalamientos tiene lugar por las superficies de debilitamiento, que caen hacia el lado del talud y quedan cortadas en su base por el derrubio fluvial, por la abrasión marítima o por la excavación artificial. Semejante tipo de deformación es más característico para los macizos de roca de alta resistencia. En los macizos anisotrópicos, fuertemente debilitados por los procesos de meteorización, fisuración excesiva, etc, la deformación de la ladera, generalmente, comienza antes del momento del corte total o parcial de las superficies de debilitamiento. En este caso la superficie de deslizamiento coincide con las superficies de debilitamiento de las rocas solamente en su parte superior. La parte inferior de la superficie de deslizamiento interseca el debilitamiento superficial de las rocas bajo ángulos diferentes y sale en la base del talud en dirección ascendente. Semejantes tipos de deformaciones pertenecen al tipo de los resbalamientos complejos.

En los casos examinados anteriormente en los desplazamientos de los movimientos de tierra participan las rocas del macizo "firme" del talud. En la naturaleza se conocen numerosos casos de corrimientos de las formaciones superficiales por las rocas "firmes". Tales son los corrimientos superficiales de las laderas y quebradas, que penetran la superficie de los taludes. Los corrimientos superficiales de las quebradas también se denominan corrimientos de forma de glaciar, o corrimientos-torrentes.

El nivel de salida de la superficie (o zona) de deslizamiento del cuerpo del corrimiento a la superficie terrestre es el nivel básico del corrimiento. En los taludes de larga extensión y compleja composición litológica (alternación de las rocas de diferente rigidez, plasticidad y permeabilidad al agua) frecuentemente se pueden advertir varios niveles básicos del corrimiento. Estos, generalmente, corresponden a las cotas de los afloramientos a la superficie del talud de las rocas resistentes, que por encima están cubiertas por rocas plásticas arcillosas que sirven de estribo al agua de la capa acuífera suprayacente. En semejantes casos en las laderas aparecen los corrimientos de tierra multigraduales. Cada uno de éstos se encuentra concordado con su nivel básico, generalmente, con los salientes de las rocas resistentes.

Los corrimientos de tierra poliescalonados, que surgen mediante el desprendimiento de los bloques de corrimiento del macizo de la ladera a medida que se desplazan los bloques que se desprendieron anteriormente y del derrubio del piso del corrimiento, se deben diferenciar de los corrimientos multigraduales. Es obvio que los escalones más viejos de los corrimientos son aquellos que se encuentran en la "lengua" del corrimiento, y los más jóvenes son aquellos que

ocupan una posición hipsométrica elevada y lindan con la pared de desprendimiento del cuerpo del corrimiento de tierra.

El daño material tan grande que ocasionan los corrimientos al destruir las obras y vías de transporte obliga a abordar muy seriamente la cuestión de la apreciación del grado de estabilidad de los taludes y de la organización del territorio del talud contra los corrimientos de tierra.

En el talud afectado por los corrimientos de tierra se permite construir en aquellos casos cuando no existe la posibilidad de pasar el solar o la vía de la carretera a otro tramo del talud que sea completamente estable. Para la prevención de la destrucción de la superficie del talud y de las obras construídas o fijadas para la construcción se realiza un difícil complejo de medidas y trabajos contra los corrimientos de tierra. En el complejo, ante todo, entran las medidas profilácticas; la organización de la escorrentía superficial (atrapamiento y desagüe rápido por los conductos de desagüe de las aguas primaverales desheladas y pluviales); la conservación y restablecimiento de la vegetación de árboles, matorrales y yerba; la prohibición de la ejecución de los trabajos empleando explosivos y la limitación de las velocidades de desplazamiento del transporte; la prohibición de hacer cortes en el talud, ejecución de terraplenes en éste y algunas otras.

A los trabajos especiales para evitar los corrimientos de tierra pertenecen: la construcción de galerías de drenaje, pozos interaccionados y otras obras para la captación de las aguas subterráneas; los trabajos de explanación, extracción de las masas de corrimiento con el fin de descargar el talud y la organización de bermas; la consolidación artificial de las rocas, cementación, silicatización; la fijación electroquímica, construcción de dispositivos de retenimiento; la protección del pie del talud contra el derrubio y abrasión.

§ 2. Pantanos

Entre los fenómenos geológicos vinculados con las aguas subterráneas y superficiales los pantanos ocupan un puesto especial.

En los pantanos transcurren los procesos de acumulación de sedimentos muy peculiares, que en gran medida están compuestos de residuos vegetales, turba, sapropel, lodos de turba o sapropel, arcillas y arenas de constitución mullida y, por consiguiente, muy compresibles bajo la acción incluso de su propia masa.

Los pantanos son acumuladores de grandes reservas de precipitaciones atmosféricas, aguas primaverales desheladas y de crecidas, y a veces también de aguas subterráneas, que acuñan en los pies de los taludes adyacentes. Por ello los pantanos pueden servir de fuente complementaria de inundación de los yacimientos de minerales.

Según las condiciones de alimentación se distinguen los pantanos bajos (fig. 55, a), los pantanos altos de alimentación atmosférica (fig. 55, d) y los intermedios de alimentación mixta (fig. 55, b, c).

Los pantanos bajos están situados en los sitios bajos del relieve del terreno, que en cierto tiempo fueron depósitos abiertos de agua o que periódicamente (durante la crecida primaveral) se inundaban por las aguas. La altura del nivel del agua en las acumulaciones pantanosas casi no desciende de la superficie de los pantanos. Entre los pantanos bajos se diferencian los tremedales, los cenagosos y los estancados. En los pantanos tremedales la masa de turba flota en

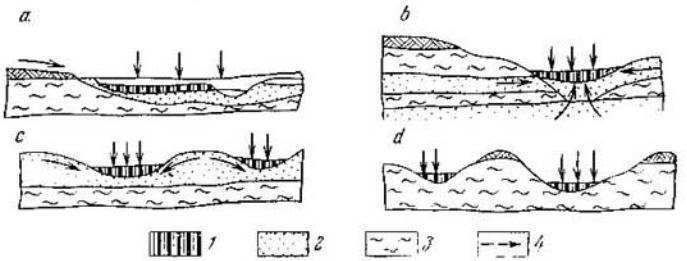


Fig. 55. Esquema de alimentación de los pantanos (según A. A. Makkaveev): *1*—turba, *2*—arena, *3*—rocas hidrófugas, *4*—fuentes de alimentación de los pantanos

el agua o yace en el fango de sapropel. En los pantanos cenagosos las acumulaciones vegetales yacen en el fondo, y el nivel del agua se encuentra por encima de la capa de turba. Los pantanos estancados se caracterizan por el hecho de que en ellos la superficie del depósito de turba es algo más alta que el nivel del agua.

Los pantanos altos están situados en los espacios elevados, más frecuentemente en los llanos entrerríos. Estos pantanos se alimentan fundamentalmente a cuenta de las precipitaciones atmosféricas y de las aguas primaverales desheladas, que están privadas de sustancias minerales alimenticias. Por esto las condiciones de desarrollo de la vegetación y acumulación de la turba no son favorables, y debido a ello, la potencia de los yacimientos de turba es insignificante. Los pantanos intermedios tienen rasgos de pantanos bajos y de pantanos altos.

Durante el estudio ingeniero-geológico se aclaran los tipos de los pantanos, la estructura geológica y el ambiente hidrogeológico de su desarrollo; la estructura del fondo mineral de la hondonada ocupada por el pantano; las condiciones de alimentación del pantano; la potencia, estructura, estado y propiedades acuofísicas de las acumulaciones pantanosas.

El mejoramiento y ordenación de los espacios pantanosos y de los pantanos consisten, fundamentalmente, en su desecación, principalmente con ayuda de zanjas abiertas. En dependencia de las condiciones concretas de alimentación se realizan también trabajos de captación y desvío de las aguas superficiales, que afluyen de las partes contiguas del terreno más elevadas, de protección de las aguas

de crecidas, de abatimiento de los niveles estáticos de las aguas subterráneas y otros.

Las observaciones demuestran que a medida que se desecan los pantanos sus superficies descienden.

En los pantanos tremedales, donde bajo la capa de turba se encuentra la masa de turba diluida en el agua, los procedimientos ordinarios de desecación resultan ser inútiles. Es evidente que en semejantes pantanos es absolutamente imposible la ejecución de trabajos de cualquier índole. Por esto en los casos necesarios (por ejemplo, al levantar terraplenes para las carreteras) se recurre al relleno de estos pantanos. En los pantanos no profundos de tipo bajo, asimismo como en los tramos de superficie pantanosa, se recomienda solamente hacer el destape de la capa superior más mullida. El aumento de la altura del terraplen en este caso se efectúa a medida que la base se compacta (asiento) o directamente sobre el fondo mineral.

CAPITULO 14

Procesos geológicos, relacionados con la acción de la atmósfera y con la escorrentía subterránea

§ 1. Meteorización

Durante la meteorización de las rocas se advierten los siguientes procesos:

1) trituración (desintegración mecánica) de la roca bajo el influjo de las oscilaciones diarias y estacionales de la temperatura (meteorización de temperatura), congelación y derretimiento del agua encerrada en los poros y fisuras de las rocas (meteorización de congelación) y deformaciones volumétricas de ciertos minerales durante su hidratación, y algunos otros procesos (agrietamiento de cristalización). La trituración comienza por la abertura y ensanchamiento de las fisuras capilares y ocultas y concluye con el desarrollo intenso de las grietas de meteorización. La potencia de la zona de trituración mecánica de desintegración varía en dependencia de la continentalidad del clima desde 1 . . . 2 hasta 7 . . . 10 m;

2.) descomposición química y físico-química de los minerales y la formación de minerales nuevos, que son los productos de la meteorización durante los procesos de oxidación, hidratación, hidrólisis y de los procesos de lixiviación por filtración y filtración osmótica examinados más arriba.

Se someten a oxidación las sustancias orgánicas, los compuestos oxidulos de hierro y de manganeso, los sulfuros y algunos otros

minerales. La profundidad de la zona de oxidación de las rocas y de los minerales en las regiones montañosas es de 200 . . . 300 m, y en algunos tramos se extiende hasta 1 km e incluso a mayor profundidad; en los espacios llanos pantanosos el límite inferior de la zona de oxidación casi coincide con la superficie del terreno.

Para los silicatos y aluminosilicatos son más característicos los procesos de hidrólisis e hidratación, que van acompañados de una profunda reestructuración de la estructura cristaloquímica del mineral y de la formación de minerales arcillosos secundarios con redes cristalinas características para éstos del tipo del caolín y de la montmorillonita (fig. 56). A los productos de la hidrólisis e hidratación de los silicatos y aluminosilicatos les es propio el estado coloidal-disperso, la hidrofilia elevada y la plasticidad. Sus junturas en

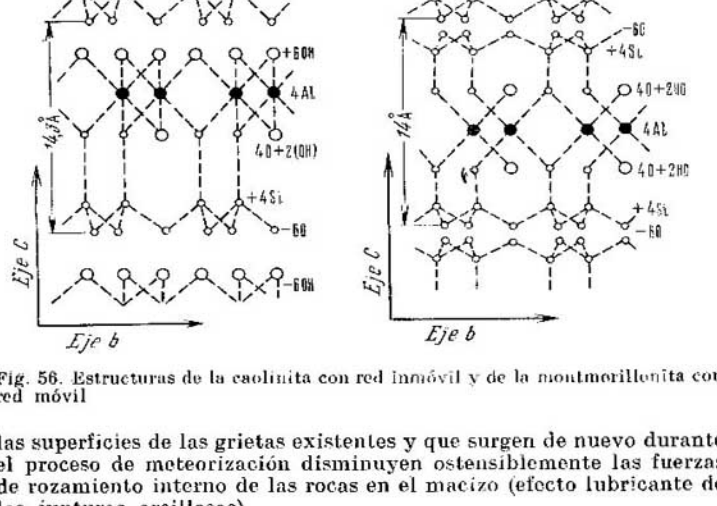


Fig. 56. Estructuras de la caolinita con red inmóvil y de la montmorillonita con red móvil

las superficies de las grietas existentes y que surgen de nuevo durante el proceso de meteorización disminuyen ostensiblemente las fuerzas de rozamiento interno de las rocas en el macizo (efecto lubricante de las junturas arcillosas).

Las pilas de rocas, abarcadas en uno u otro grado por los procesos de meteorización, forman la corteza de meteorización. Según el índice de predominancia de la meteorización física o química se distinguen los tipos físico y químico de la corteza de meteorización. El primero de éstos es característico para las regiones árticas y desiertas (áridas); el segundo es característico para las regiones de humectación excesiva, particularmente para las zonas tropicales.

Según el tiempo de formación se distinguen la corteza de meteorización contemporánea y la antigua. La corteza antigua de meteorización, a diferencia de la contemporánea, está enterrada bajo la pila de estratificaciones posteriores. Como ejemplo de corteza antigua puede servir la corteza de meteorización del basamento precámbrico de la plataforma Rusa. En los límites de la cuenca de mineral de hierro de la AMK con esta corteza se encuentran vinculados los mayores yacimientos de minerales ricos en hierro, que surgieron como resultado de la meteorización de las cuarcitas ferruginosas.

Según los índices morfológicos se distinguen: el tipo superficial de la corteza de meteorización, que se extiende en una superficie considerable, y el tipo lineal, que penetra profundamente en el macizo de rocas madres, preferentemente por las zonas tectónicamente debilitadas.

Debido a los cambios de las condiciones físicas y del ambiente hidrogeológico de meteorización con la profundidad se advierte una zonalidad vertical de la corteza de meteorización. Algunas partes aisladas de la zona de la corteza de meteorización se diferencian entre sí por el grado de fraccionamiento (desintegración mecánica) o por las variaciones de la composición químico-mineral de la roca. N. V. Kolómenski [30] recomienda distiguir en la cortea de meteorización de las rocas duras para fines ingeniero-geológicos las zonas monolítica, de bloques, de material detrítico fino, o de cascote y la zona de quebramiento total.

1. En la zona monolítica las rocas no tienen huellas de la desintegración mecánica (desmembración). Se registra cierto debilitamiento de la resistencia a la compresión y reducción de la resistencia al desplazamiento, determinado por los procesos de meteorización, es decir, por las alteraciones del contacto real en los planos de fisuración oculta y su sustitución por contactos laminares y por contactos con junturas arcillosas.

2. En la zona de bloques aparecen grietas de meteorización que dividen la roca en bloques separados; se ensanchan las fisuras que antes existían. Las paredes de la grieta tienen una juntura, y las mismas grietas por arriba están rellenas parcialmente o por completo por los productos de meteorización o por un material arcnoarcilloso. De abajo hacia arriba la dimensión de los bloques disminuye gradualmente desde varias decenas de decímetros hasta 1 dm.

Las rocas de la zona de bloques son de elevada capacidad de filtración (el orden es de centenares de metros por día); la resistencia de las rocas en el macizo queda determinada solamente por las fuerzas de rozamiento interno.

3. En la zona de detritos finos, o de cascajo (según I. V. Popov), el aspecto exterior de la roca no conserva rasgos comunes con la roca madre. Toda la roca está compuesta por trozos pequeños de 2 . . . 3 dm y menores, e incluso de granos sueltos. Los pedazos de roca madre frecuentemente se deshacen al contactar. Estos, en alto grado, están compuestos de minerales de la roca madre fuertemente

mineralizados o de los productos de su descomposición total. La capacidad de filtración de las rocas de la zona dada, en comparación con la zona de bloques, disminuye considerablemente (hasta varios metros o centímetros por día). Siguen disminuyendo los índices de resistencia al desplazamiento y a la compresión.

4. En la zona de trituración total la roca se distingue por su alto grado de trituración. Fundamentalmente está compuesta de minerales de la corteza de meteorización; los minerales primarios están triturados finamente y sirven de mezclas a los secundarios. El coeficiente de filtración disminuye hasta milésimas partes de centímetro por día. La compresibilidad aumenta ostensiblemente, y la resistencia al desplazamiento disminuye. La roca adquiere coherencia, plasticidad y capacidad de hincharse en presencia del agua.

La velocidad de meteorización de las diversas rocas es diferente. En algunos casos los procesos de meteorización transcurren muy rápidamente, particularmente en las rocas arcillosas. Así, según N. V. Kolomenski, las arcillas recientes de Maykop, en el talud de uno de los tramos experimentales, se meteorizaron y se convirtieron en arena gorda durante el transcurso de varios meses, y la trituración de estas mismas arcillas a la profundidad de 5 . . . 10 cm exigió solamente algunos días. Las arcillas de Apsherón y las areníscas se meteorizan y cambian por completo sus propiedades en el transcurso de un mes a la profundidad de 6 . . . 8 cm; en el transcurso de cinco meses a la profundidad de 60 . . . 70 cm; en el transcurso de 1,5 años a la profundidad de hasta 3 m (observaciones de S. V. Drozdov).

La alta velocidad de los procesos de meteorización también es característica para las rocas carbonoarcillosas, como son las argilitas carbonosas, las aleurolitas carbonosas y las arcillas carbonosas, particularmente sus variedades piritizadas. A cuenta de la meteorización se observa una disminución de la duración de la estabilidad prolongada de los taludes de las canteras, formados por las rocas señaladas, particularmente en aquellos casos en los que no se realiza un trabajo de desecación previa del yacimiento.

Durante el estudio ingeniero-geológico de los procesos de meteorización se aclara:

1) la potencia de la zona y extensión de la corteza de meteorización;

2) las particularidades geologo-petrográficas e ingenierogeológicas de las rocas por zonas de meteorización;

3) la velocidad de meteorización de las rocas al destaparlas con excavaciones, zanjas de cimentación, etc.;

4) la variación de la intensidad y carácter de los procesos de meteorización de las rocas en dependencia de las condiciones hidrogeológicas, climáticas y geológicas de su yacimiento, exposición del talud;

5) las medidas necesarias para proteger los afloramientos artificiales de las rocas fuertemente meteorizadas.

Las medidas fundamentales en la lucha contra la meteorización de las rocas, según N. V. Kolomenski, son: 1) la organización de recubrimientos protectores de arena, tierra arcillosa y otros mate-

riales, y a veces de hormigón; 2) la impregnación de la roca con diferentes sustancias, tales como vidrio líquido, alquitrán de petróleo crudo, etc.; 3) la neutralización artificial de algunos agentes activos de meteorización, mediante la introducción en la roca de sales, que disminuyen la solubilidad de las rocas; 4) la explanación del territorio y evacuación de las aguas.

§ 2. Fenómenos dinámicos de congelación

En los territorios de propagación de la potente congelación estacional, y particularmente en las regiones de desarrollo de la congelación añosa ("perpetua"), se tropieza con deformaciones de la superficie del suelo de diverso carácter, provocadas por la congelación y deshielo del agua encerrada en las rocas. A estas deformaciones pertenecen los hinchazones del suelo, los hidrolacolitos (bulgunniaji), las carrancas, el termocarso, el flujo de los suelos (solifluxión) y algunos otros fenómenos. Todos ellos forman un grupo único de fenómenos dinámicos de congelación.

Durante el deshielo de las rocas congeladas tiene lugar una variación brusca de la estructura y del estado físico de éstas, que conduce a deformaciones en forma de asientos y hundimientos. En las condiciones de las pendientes las capas superficiales desheladas experimentan flujo (solifluxión). Con ello se originan abultamientos, "terrazas", escalones, incrustaciones, surcos y otras formas características de complicación de la superficie del talud en las condiciones de congelación añosa. Fenómenos de tal género también se pueden observar frecuentemente en la primavera en las regiones de congelación estacional de gran potencia. Debido a la resistencia insignificante de las acumulaciones arcillosas desheladas al resbalamiento los procesos de solifluxión transcurren a menudo muy intensamente, sobre todo en aquel caso cuando estas acumulaciones yacen sobre un lecho de rocas con mucho hielo o de hielo fósil.

En el proceso de congelación se observa un aumento considerable del volumen inicial de la roca. Puesto que el estado de saturación de la roca con agua y las condiciones en que ésta corre por debajo de la zona que se hiela de la roca son diferentes, el aumento del volumen de la roca durante la congelación transcurre muy irregularmente. Como resultado en la superficie del suelo surgen elevaciones locales, los hinchazones del suelo por congelación. Estos últimos aparecen a principio del invierno y crecen hasta la primavera (hasta el comienzo del deshielo de la roca), cuando en su lugar surge un hoyo con roca diluída. La altura de los hinchazones del suelo por congelación en las regiones centrales europeas de la URSS se miden en varios centímetros, menos frecuentemente en decenas de centímetros.

Bajo la acción de las tensiones que surgen durante la congelación de las rocas se advierte la formación de grietas de "congelación". Unas de ellas se desarrollan a medida que crecen los abultamientos de los hinchazones del suelo, otras solamente bajo el influjo del en-

friamiento irregular de las rocas que tienen diferentes propiedades termo-físicas. Las tensiones que surgen con esto frecuentemente resultan ser mayores que el límite de resistencia de la roca ya congelada.

Si después de aparecer las primeras grietas tiene lugar una reducción ulterior de la temperatura del macizo de roca congelado en éste surgen grietas transversales. Como resultado todo el macizo congelado resulta estar dividido en polígonos aislados. Las grietas surgen también en el interior del macizo, principalmente en la dirección horizontal, como resultado de las tensiones considerables originadas por la flexión de las capas superiores del macizo.

El agua que entra en las grietas verticales durante los deshielos de invierno y en la primavera se congela al llegar los días fríos. De esta manera surgen las cuñas de hielo. Estas últimas, en las condiciones de congelación añosa, son formaciones perennes y se amplían ("crecen") de año en año.

Al congelarse la capa activa, las capas suprayacentes a la congelación frecuentemente resultan estar bajo una carga considerable; en este caso dichas aguas se abren paso hacia la superficie, donde se congelan formando una carranca. Estas carrancas también pueden formarse por las aguas existentes entre las congelaciones y por las aguas subyacentes a éstas, que brotan en la superficie en forma de fuentes. Las carrancas de esta índole se denominan carrancas permanentes. Se conocen carrancas que surgen al congelarse los ríos, cuando en tramos aislados de su curso quedan solamente pasos muy estrechos que son incapaces de dejar pasar todo el caudal del río por debajo del hielo. En estos tramos el agua sale a través de la cubierta de hielo, se esparce por la superficie de éste y se congela. Semejante género de irrupciones del agua del río se repite varias veces durante el invierno, como resultado de lo cual se forman montículos grandes de hielo. La fuerza con la que el agua se abre paso en estos montículos es a veces tan grande que a su vez se arrojan bloques enormes de hielo.

Además de las carrancas superficiales se conocen carrancas subterráneas, que se formaron en el macizo de congelación añosa. Al formarse éstas el agua es incapaz de abrirse paso hasta la superficie, y solamente levanta los macizos de rocas suprayacentes, formando montículos. La altura de estos montículos en las regiones meridionales de Siberia alcanza 10 m, y en las regiones norteñas 30 m. La dimensión de su corte transversal se mide en muchas decenas de metros. En el interior de estos montículos, generalmente, existe un depósito cupuliforme de hielo (hidrolacolito), a veces con una cavidad rellena de agua. A semejantes montículos en Siberia se los denomina "bulgunniaji".

En los vastos espacios de congelación añosa se pueden encontrar en su pila capas y lentejones de hielo fósil que por su espesor son considerables (hasta varias decenas de metros) y que ocupan grandes espacios (hasta muchos kilómetros cuadrados). Estas capas y lentejones se formaron al congelarse los lagos o mediante el enterramiento

de los hielos de los glaciares. Frecuentemente éstos alternan o se recubren por intercalaciones de turba, y a veces también por pilas de tierras arcillosas, arcillas y arenas.

Al trastornar el régimen térmico de tales depósitos surgen cavidades subterráneas, la caída de cuyas cúpulas provoca la aparición en la superficie del suelo de embudos termocársicos. Frecuentemente estos fosos están llenos de agua y se conocen como lagos termocársicos.

CAPITULO 15

Procesos geológicos endógenos

§ 1. Procesos tectónicos

Se denominan movimientos tectónicos los movimientos de la corteza terrestre de diverso género como resultado de los cuales varía la posición de altura de la superficie de las rocas que la componen, asimismo como las condiciones y formas de su yacimiento. También se denominan tectónicas las nuevas formas y condiciones de yacimiento de las rocas, así como las nuevas formas del relieve, que surgen como resultado de los movimientos tectónicos de la corteza terrestre.

Se distinguen dos grupos fundamentales de movimientos tectónicos de la corteza terrestre: oscilatorios (de otro modo, terrogenéticos) y de dislocación. Toda la superficie de la Tierra, los continentes y el fondo del océano Mundial, está abarcada por los movimientos oscilatorios (alzamientos y hundimientos lentos seculares), pero su ritmo y tendencia pueden ser diferentes incluso en los tramos contiguos de la corteza terrestre. Generalmente los movimientos de dirección única abarcan extensas superficies y por ello (asimismo como en virtud de las pequeñas velocidades de los alzamientos y hundimientos) dichos movimientos no influyen sobre la estabilidad y solidez de las construcciones. Sin embargo, los movimientos oscilatorios en el transcurso de un tiempo histórico pueden variar la posición de altura del terreno, provocar el descenso de las aguas en unos tramos del litoral y la inundación o el ahondamiento de otros, variar las posiciones de las bases del drenaje de las aguas subterráneas. Estos movimientos se deben tener en cuenta al proyectar las obras de ingeniería, calculadas para un largo plazo de servicio, y también al elaborar programas de investigaciones ingeniero-geológicas regionales.

A diferencia de los movimientos oscilatorios los movimientos de dislocación siempre van acompañados de la alteración de la disposición primaria de las rocas, es decir, de dislocaciones plicativas (coheren-

tes) o disyuntivas de ruptura, o bien por unas y otras al mismo tiempo. Las perturbaciones de dislocación están sincronizadas con zonas y territorios de la corteza terrestre relativamente estrechos y linealmente alargados y, además, tienen carácter episódico (en tiempo): los períodos de los movimientos intensivos de dislocación alternan con los períodos de reposo relativo, cuando solamente tienen lugar movimientos oscilatorios tranquilos. Frecuentemente los movimientos de dislocación concluyen en forma de un desplazamiento instantáneo, torsión, etc. Con éstos se encuentran vinculadas las sacudidas subterráneas potentes, es decir, los terremotos.

A los movimientos de dislocación les precede un proceso largo de redistribución de las tensiones en la corteza terrestre, que transcurre lentamente, cuando en su espesor aparecen focos y zonas de tensiones elevadas y reducidas, zonas de compresión y de tracción, etc. Solamente cuando estas tensiones superan la resistencia de las rocas y la resistencia de los macizos de rocas comienzan los movimientos intensivos de dislocación, al principio en forma de deformación plástica; a medida que crecen las tensiones éstos se sustituyen por deformaciones que van acompañadas de la alteración de la continuidad (dislocaciones disyuntivas). El desequilibrio del estado tensional de la corteza terrestre en las regiones tectonicamente activas es la causa de la situación tan complicada de la distribución de las fuerzas de la presión litostática en los macizos.

Los macizos de rocas que tienen heterogeneidad interna y anisotropía de las propiedades físicas se caracterizan por el campo heterogéneo de la resistencia σ_r (x, y, z, α), a lo que le debe corresponder un campo heterogéneo de tensiones σ_t (x, y, z, α). Con otras palabras, el estado desequilibrado tensional de los macizos de rocas es estructural y responde a la estructura geológica interna del macizo. Además, en las condiciones del terreno accidentado tiene influjo la estructura de la superficie terrestre. En este caso, cuando las fuentes de las tensiones internas y los factores principales de la estructuración del estado tensional natural del macizo adquiere carácter regional, surgen tensiones y deformaciones de carácter regional provocados por éstas. Ambas se conocen como tensiones y deformaciones tectónicas.

Durante los trabajos de minería se tropieza con fenómenos del estado tensional de los macizos de rocas, tanto de carácter local como de carácter regional (tectónico). Estos últimos en la minería se conocen como tensiones tectónicas "residuales". Su influjo sobre los procesos y fenómenos que tienen lugar en los alrededores de las excavaciones de rocas puede ser importante, particularmente en los macizos jóvenes de las construcciones de rocas plegadas de actividad tectónica.

La intensidad de los movimientos tectónicos en el territorio de la URSS es diferente en las distintas regiones geotectónicas. Como es natural, la intensidad de los movimientos oscilatorios en las regiones de plataforma es ínfimamente pequeña y, generalmente, no excede de partes de milímetro por año.

En las regiones de plegamientos hercinianos y, particularmente, en las de plegamientos alpinos meridionales, la intensidad de los movimientos oscilatorios, como regla, no es menor de 1 . . . 3 mm el año, y en ciertas regiones (por ejemplo, en el Caúcaso) incluso se miden en decenas de centímetros al año (L. A. Vardaniants). Los procesos tectónicos contemporáneos son muy activos en la zona de rocas plegadas del Océano Pacífico, donde en espacios considerables (cadena de islas Kuriles, Kamchatka) van acompañados de volcanismo contemporáneo y potentes terremotos.

§ 2. Terremotos

Los terremotos complican considerablemente la construcción, provocando la necesidad de utilizar estructuras antisísmicas especiales para los edificios y obras. En los límites del territorio de la URSS se distinguen varias regiones de elevada intensidad de los terremotos:

a) la zona limítrofe entre el continente asiático y la depresión del Océano Pacífico (regiones sísmicas de Kamchatka, islas Kuriles e islas del Japón);

b) la zona de las regiones de rocas plegadas alpinas (Cárpatos, Crimea, Cáucaso, Pamir);

c) ciertos tramos limítrofes entre las regiones de plataforma y las de rocas plegadas, que actualmente sufren movimientos tectónicos intensos (regiones del Tian-Shan y próximas al Baikal).

Se ha establecido que *la intensidad de los terremotos* (μ), que se mide por la cantidad de energía que se desprende durante las sacudidas sísmicas, se encuentra en dependencia directa con el grado de contraste de los movimientos tectónicos contemporáneos, es decir, con la diferencia de las velocidades de los movimientos verticales (alzamientos y descendimientos) de la corteza terrestre en los tramos contiguos. Son particularmente desvastadores los terremotos en los lindes de los segmentos grandes o bloques de la corteza terrestre con movimientos de dirección opuesta. A los terremotos de semejante carácter pertenece, por ejemplo, el de Ashjabad (1948), que surgió en la zona de contacto entre las construcciones ascendentes del Kopet-Dag y las depresiones que descienden desde el norte.

Las observaciones han demostrado que los terremotos más débiles, que se captan por los sismógrafos estándar, emiten energía de unos 10^5 J, y los más grandes entre los terremotos catastróficos conocidos, de hasta 10^{20} J. Para un diapasón tan grande resulta cómodo utilizar el logarítmo de la magnitud de la energía que se desprende, y no el valor absoluto de ésta. El nivel energético del terremoto más débil (10^5 J) se toma por cero; al terremoto que aproximadamente es 100 veces más fuerte le corresponde la unidad; al aún más fuerte (en 10 000 veces mayor por su energía que el cero) le corresponden dos unidades de la escala de intensidad de los sismos, etc. Los números 1, 2, 3, . . ., 7 en semejante escala de intensidad sísmica se denominan *magnitud*. Esta determina la cantidad de energía elástica de

las oscilaciones que se emite en todas las direcciones por el foco del terremoto.

Las sacudidas sísmicas actúan casi instantáneamente. La duración de las sacudidas en tiempo generalmente oscila desde partes de segundo hasta 10 s, raramente más. El efecto de las sacudidas sísmicas sobre las construcciones y sus elementos es también instantáneo.

La fuerza de la sacudida o manifestación del terremoto en la superficie terrestre, generalmente, se determina en grados de fuerza por la escala sísmica visual. Los terremotos desvastadores comienzan desde el 7° grado de esta escala (tabla 38).

Para la determinación cualitativa de la magnitud de la fuerza del terremoto sobre los edificios y obras a veces se utiliza *el coeficiente de sismicidad*, o *el coeficiente de sacudida* K, que numéricamente es igual a la relación entre la aceleración de los movimientos oscilatorios de las partículas de las rocas y terrenos α, adquirida por éstas en el proceso del sismo, y la aceleración de la fuerza de gravedad g. En este caso bajo aceleración se comprende la magnitud α, determinada por la fórmula

$$\alpha = \frac{4\pi Q}{T^2},$$

donde Q es la amplitud de las oscilaciones y T, el período de éstas.

Los valores de Q y T se obtienen por los registros de los terremotos con aparatos, es decir, por los sismogramas. El coeficiente de sacudida puede ser calculado por separado para las componentes horizontal y vertical de la onda sísmica. La más peligrosa es la aceleración por la componente horizontal, por lo que en los cálculos de las construcciones se tiene generalmente en cuenta el coeficiente de sacudida para esta componente.

La fuerza destructora del terremoto no sólo depende de la aceleración, sino que también depende de la correlación existente entre el período de oscilación de los terrenos-suelos y la oscilación propia de los edificios y obras. Por esto se propuso (S. V. Medvedev) determinar la fuerza de los terremotos con ayuda del aparato-sismómetro, una parte importante del cual es un péndulo elástico esférico con período de amortiguación de las oscilaciones $T = 0{,}25$ s, casi igual al de los edificios de tipo normal. Entonces la fuerza del terremoto corresponderá al desplazamiento relativo $\varkappa_0$ de este péndulo bajo el influjo de las oscilaciones de los terrenos-suelos en los que se edificó la obra.

En el territorio de la URSS se distinguen las siguientes zonas sísmicas: Precarpática, Crimea, Cáucaso, Kopet-Dag, Asia Central, Altai, Prebaikal, zona de Verjoyansk, Lejano Oriente.

La división en regiones sísmicas permite determinar el grado de la fuerza sísmica para las diversas regiones y zonas. Pero en los límites de una zona de un mismo grado la fuerza destructora del terremoto se manifiesta con diferente intensidad en dependencia de las condiciones locales, es decir, de las características sísmicas de las

Tabla 38

ESCALA SISMICA VISUAL

Grado de fuerza	Denominación del terremoto	Aceleración máxima, mm/s²	Coeficiente de sacudida, K	Desplazamiento máximo relativo, x_0	Característica (abreviada)
1	Oscilaciones microsísmicas	Hasta 2,5	0,0002	—	Solamente se revelan con los aparatos sísmicos
2	Muy débil	2,5...5,0	0,0005	—	Se percibe en casos excepcionales, particularmente en los pisos altos, cuando la quietud es absoluta y no por todos
3	Débil	6...10	0,001	—	Se percibe por algunas personas en forma de sacudida débil
4	Moderado	11...25	0,002	0,5	Fuera de los edificios se percibe por poca gente. En el interior de los edificios se percibe por la mayoría de las personas. Se observa por la mayoría de las personas. Se registran crujidos de los suelos, vigas, tintineo de las vajillas, trepidación de los muebles
5	Perceptible	26...50	0,005	0,5...1,0	Las ramas finas de los árboles zarandean. En el interior de los edificios recuerda las sacudidas de la caída de objetos pesados, los objetos colgantes balancean
6	Fuerte	51...100	0,01	1,1...2,0	Se percibe por todos, se desmorona el repello. Deterioros suaves de los edificios en algunos sitios
7	Muy fuerte	101...250	0,02	2,1...4,0	Se deterioran considerablemente las casas viejas. En los edificios normales se observan grietas poqueñas, se desmorona el repello y los adornos de molduras. En los ríos y lagos es notable la oscilación y el enturbiamiento del agua. A veces se observan corrimientos de tierra y taludes detríticos

Grado de fuerza	Denominación del terremoto	Aceleración máxima, mm/s²	Coeficiente de sacudida, K	Desplazamiento máximo relativo, x_0	Característica (abreviada)
8	Destructor	251...500	0,05	4,1...6,0	Los árboles zarandean fuertemente, una parte de éstos se rompe. Se desmoronan las tapias sólidas de piedra y algunas chimeneas de las fábricas. Los edificios resistentes de construcción contemporánea dan grietas y frecuentemente se destruyen. En el terreno aparecen grietas. Los monumentos y las estatuas se desplazan del sitio y caen
9	Desvastador	501...1000	0 10	8,0...16,0	Se observan deterioros en las construcciones resistentes a los sismos. En las casas normales las destrucciones son muy grandes
10	Aniquilador	1001...2500	0,25	16,1...32,0	Las casas de madera y los puentes se destruyen. El terreno se deforma. Se destruyen los edificios y los cimientos. Se parten las tuberías principales de agua, canalización y demás. Se deterioran los terraplenes, presas, diques, se desvían los ferrocarriles, se observan corrimientos de tierra y derrumbes, el agua de los ríos y lagos salpica
11	Catastrófico	2501...3000	0,50	32,0	Se destruyen casi todas las obras de piedra, las pilas (estribos) macizas y de piedra para los puentes se rompen. Las presas y los diques se destruyen. En la corteza terrestre surgen grietas anchas con desplazamiento en las direcciones vertical y horizontal. Las armaduras de los puentes se tuercen

Continuación de la tabla 38

Grado de fuerza	Denominación del terremoto	Aceleración máxima, mm/s²	Coeficiente de sacudida, K	Desplazamiento máximo relativo, x_0	Característica (abreviada)
12	Extraordinariamente catastrófico	Más de 5000	0.50	—	Destrucciones serias de todas las obras. Cambian los cauces de los ríos, se forman cascadas. La superficie de la tierra cambia mucho, tienen lugar derrumbamientos, corrimientos de tierra y otros fenómenos semejantes. En la superficie del terreno aparecen ondulaciones

rocas del macizo recubridor, profundidad de yacimiento de las aguas subterráneas y particularidades de la estructura de la superficie.

Las características sísmicas principales, según S. V. Medvedev, son la velocidad de propagación de la onda sísmica longitudinal v y la rigidez sísmica, que representa en sí el producto de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas longitudinales por la magnitud de la densidad (masa en la unidad de volumen) de la roca. En la tabla 39 se dan los incrementos del grado sísmico de las rocas en dependencia de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas longitudinales v.

El aumento del grado de la fuerza sísmica en dependencia de la profundidad de yacimiento de las aguas subterráneas en las pilas de tierras arenosas, tierras arcillosas y arenas de granos finos se caracteriza por los datos siguientes:

Profundidades de yacimientos de las aguas subterráneas, m	0 . . . 1	4	10
Incremento del grado de la fuerza sísmica	1	0.5	0

Como se ve, cuando la profundidad de yacimiento de las aguas subterráneas es superior de 10 m el influjo de éstas sobre el grado de la fuerza sísmica no se refleja.

La enumeración de las condiciones locales desfavorables y favorables que, en uno u otro grado, influyen sobre la resistencia sísmica de las construcciones y la fuerza destructura de los terremotos se expone en la tabla 40.

Los edificios y construcciones edificados en rocas mullidas no cementadas se someten a un peligro de destrucción mucho más grande que las obras y los edificios basados en rocas duras resistentes. Según las investigaciones de S. V. Puchkov (1956) la fuerza límite del terremoto destructor en las rocas originarias duras no excede de 7 . . . 8

Tabla 39

INCREMENTO DEL GRADO DE LA FUERZA SISMICA DE LAS ROCAS EN DEPENDENCIA DE LA VELOCIDAD DE PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS LONGITUDINALES

Categoría de las rocas	Velocidad de propagación de las ondas sísmicas longitudinales v, km/s	Incremento del grado de fuerza del terremoto
I. Rocosas		
Granitos	5,6	0
Calizas, esquistos, gneis	3,5...4,5	0,2...0,4
Areniscas compactas	2,2...3,0	0,5...0,8
Calizas metorizadas (alteradas), esquistos, areniscas	1,5...2,3	0,7...1,1
II. Semirrocosas		
Yesos	2,4...3,0	0,6...0,8
Margas	2,0...2,6	0,7...1,0
Arenas cementadas	1,4...1,9	1,0...1,2
III. De detritos grandes		
Rocas de cascajo y guijarra	1,3...2,1	0,9...1,3
De grava (de rocas cristalinas)	1,2...1,9	1,0...1,4
De grava (de rocas sedimentarias)	1,1...1,7	1,1...1,5
IV. Arenosas		
Arenas pedregosas y de granos gruesos	1,1...1,6	1,2...1,4
" de granos medios	1,0...1,4	1,3...1,6
" de granos finos y pulverulentas	0,7...1,2	1,4...1,8
V. Arcillosas		
Arcillas	0,9...1,5	1,2...1,6
Tierras arcillosas	0,8...1,4	1,3...1,7
Tierras arenosas	0,7...1,2	1,4...1,8
VI. Terrenos de relleno		
Terrenos de relleno	0,3...0,5	2,3...2,6
Tierras de cultivo	0,2...0,3	2,6...3,0
VII. Rocas inundadas		
De grava y guijarra	—	1,6...2,0
Arenosas	—	2,0...2,4
Arcillosas (tierras arenosas y arcillosas)	—	2,4...2,8
De relleno y tierras de cultivo	—	3,3...3,9

grados de fuerza. Al pasar la onda sísmica de las rocas originarias a las formaciones mullidas de recubrimiento es posible el aumento de la fuerza del terremoto en 1—4 grados. La experiencia de la construcción demuestra que, cuando la sismicidad es de hasta 9 grados de fuerza, en las rocas mullidas inestables no se pueden levantar terraplenes mayores de 15 m y hacer excavaciones a profundidades mayores de 12 m, y cuando la sismicidad es de hasta 7 y 8 grados de fuerza, respectivamente, mayores de 20 m y profundidades mayores de 15 m. Las rocas mojadas en las bases de los terraplenes y taludes

Tabla 40

ENUMERACION DE LAS CONDICIONES LOCALES QUE INFLUYEN SOBRE LA RESISTENCIA SISMICA DE LAS EDIFICACIONES Y SOBRE LA FUERZA DEL TERREMOTO

Condiciones desfavorables	Condiciones favorables
Relieve accidentado: escarpas, costas abruptas, barrancos, pendientes, desfiladeros	Territorios horizontales
Poliestratificación de las rocas cuando las pendientes de la superficie en los contactos son considerables	Alternación frecuente de las rocas cuando su yacimiento es horizontal
Existencia de una capa superficial fina, que recubre las rocas	Macizo de depósitos esponjosos de centenares o miles de metros de espesor
Meteorización de las rocas y alteración considerable por los procesos físico-geológicos. Partes periféricas de los conos de deyección	Las zonas de depósitos más compactos (por ejemplo, las partes axiales de los conos de deyección)
Tramos en los que las rocas y los terrenos adquieren como resultado de la sacudida deformaciones residuales bajo la acción de las fuerzas gravitacionales; corrimientos de tierra, derrumbamientos, taludes detríticos, hundimientos de las cúpulas de las cavidades cársicas y otros	Tramos no sometidos a deformaciones residuales
Zonas situadas cerca de las superficies inclinadas de los contactos tectónicos: fallas tangenciales, normales, de corrimiento, etc.	Los tramos alejados de las zonas tectónicas y de las líneas de las alteraciones

deben ser sometidas a desecación a una profundidad no menor de 2 m por debajo de la cota de su base. De lo contrario las rocas mullidas de granos sueltos, como resultado del terremoto, pueden pasar al estado de fluidez.

La condición del equilibrio del talud de las rocas de granos sueltos, según V. O. Tschojer, se puede expresar de la forma siguiente:

$$\operatorname{tg}\beta_0 = \frac{\operatorname{tg}\varphi - K}{1 - K\operatorname{tg}\varphi}, \qquad \text{(III.1)}$$

donde β_0 es el ángulo límite del talud estable;
K, el coeficiente de sacudida;
φ, el ángulo de rozamiento interno de la roca.

La magnitud de β_0 depende, sin embargo, no sólo del coeficiente de sacudida, sino también de la magnitud del ángulo de salida del rayo de la onda sísmica v. Tomando en consideración el influjo de este ángulo la expresión (III.1) toma el aspecto

$$\operatorname{tg}\beta_0 = \frac{\operatorname{sen}\varphi - K\cos(\varphi-\gamma)}{\cos\varphi + K\operatorname{sen}(\varphi-\gamma)}. \qquad \text{(III.2)}$$

Durante los terremotos se observan procesos tixotropos, asimismo como fenómenos del "escurrimiento" seco de las rocas como resultado del quebrantamiento de los contactos entre las partículas a cuenta de la vibración. A las alteraciones irreversibles pertenecen los fenómenos de compactación de las rocas de estructura esponjosa, mullidura de las rocas coherentes, formación de grietas y otros.

En el objetivo de las investigaciones ingeniero-geológicas en las regiones sísmicas entran, ante todo, la recogida de informaciones y el estudio de los materiales *respecto a la fuerza destructora de los terremotos y parámetros dinámicos de los focos de éstos*. Las características dinámicas de los terremotos son: la profundidad de disposición del foco del terremoto, la distancia de su epicentro del lugar dado, la posición de los focos en la estructura tectónica de la región y la dirección del movimiento de los bloques de la corteza terrestre por las disyunciones tectónicas.

Las condiciones microsísmicas del territorio de la construcción se valorizan teniendo en cuenta el influjo de los siguientes factores principales:

1) potencia y sismicidad de la rigidez de las rocas del macizo del manto superficial;

2) composición petrográfica, condiciones tectónicas de yacimiento y rigidez sísmica de las rocas de la base originaria;

3) existencia de quebrantamientos tectónicos, particularmente de disyunciones "vivas" en la región de la construcción y en las inmediaciones de ésta;

4) contraste y actividad de los movimientos tectónicos contemporáneos;

5) profundidad de yacimiento del espejo de las aguas subterráneas e inundación de las rocas;

6) pendiente y estabilidad de los taludes, declives y condiciones de surgimiento en éstos de corrimientos de tierras, derrumbes y algunas otras deformaciones.

La aclaración y cartografía de los elementos enumerados de la situación ingeniero-geológica entran en el objetivo principal de las investigaciones ingeniero-geológicas. Los resultados de estas últimas se representan en forma de mapas especiales de las condiciones sísmicas en escala de 1:100 000—1:5000.

La pronosticación de los terremotos es uno de los problemas más complicados, que hasta ahora no está resuelto satisfactoriamente. En principio son posibles las siguientes vías de solución del problema dado:

1) mediante observaciones estacionarias tras el desarrollo de las deformaciones de la corteza terrestre. En los períodos que directamente preceden a los terremotos se observan variaciones frecuentes y bruscas en la dirección y velocidad de las inclinaciones de la superficie terrestre, las denominadas perturbaciones de las inclinaciones. Por esto, con ayuda de aparatos de alta sensibilidad, denominados *inclinómetros*, a veces se logra predecir el terremoto;

2) mediante observaciones estacionarias tras el desarrollo de las tensiones en la corteza terrestre. En el período que antecede al terremoto tiene lugar la concentración y aumento de las tensiones. El resultado de esto son ciertas variaciones de las características elásticas de las rocas y la variación de la velocidad de paso de las ondas elásticas a través del macizo de rocas. Por ello, con ayuda de los métodos sismométricos, se hace posible establecer el proceso de acumulación de la energía elástica de deformación y predecir el peligro de la descarga sísmica de esta energía;

3) mediante las observaciones de las oscilaciones elásticas de distinto carácter, incluyendo también las sonoras, que se desarrollan antes del terremoto;

4) mediante las observaciones tras las perturbaciones magnéticas, que a veces preceden a las sacudidas sísmicas, así como también tras la aparición de las corrientes eléctricas, que se excitan en la corteza terrestre bajo el influjo de las tensiones y deformaciones crecientes (efecto piezoeléctrico).

Los pronósticos de corto plazo de los terremotos en las condiciones de ejecución de los trabajos de minería se pueden efectuar por la elevación sistemática de la presión litostática, intensificación de los fenómenos de rebotadura de los pedazos de roca y carbón del frente de ataque y algunos otros fenómenos, que frecuentemente van acompañados de efectos sonoros (crujido, ruido creciente, etc.).

CAPITULO 16

Fenómenos minero-geológicos durante la explotación a cielo abierto de los yacimientos de minerales

§ 1. Tipificación de los fenómenos minero-geológicos

A las variedades principales de fenómenos minero-geológicos que tienen lugar durante la explotación del yacimiento a cielo abierto pertenecen: los corrimientos de tierra, derrumbamientos y desplomes, taludes detríticos y escurrimientos, asentamientos.

Tabla 41

VARIEDADES DE LOS CORRIMIENTOS DE TIERRA EN LAS CANTERAS

Grupos	Subgrupos	Tipos de corrimientos	Característica breve de los tipos	Condiciones fundamentales de surgimiento de los corrimientos
Corrimientos de los bordes de las canteras y de las gradas	Corrimientos simples de los bordes de las canteras y de las gradas	Deslizamientos propiamente dichos	La superficie de deslizamiento es de configuración compleja: su parte superior es vertical, la parte media y la inferior son curvilíneas con incidencia opuesta (hacia el lado del macizo) en el tramo inferior	Macizo de rocas no cementadas
		Resbalamientos	Desplazamiento de los bloques y paquetes desgastados de rocas del macizo del talud por las superficies de debilitamiento, que son incidentes hacia el lado del talud	Corte de los taludes de las superficies de debilitamiento, que son incidentes hacia el lado de la excavación
		Deslizamientos-resbalamientos (resbalamientos complejos)	Idem, pero la superficie de deslizamiento pasa por la dirección de debilitamiento solamente en la parte superior; su parte inferior interseca la superficie de debilitamiento bajo diferentes ángulos y sale al talud en su base	Incidencia de la superficie de debilitamiento hacia el lado de la excavación bajo un ángulo superior al ángulo del borde
Corrimientos de los bordes de la cantera y de las gradas	Corrimientos complejos de los bordes y gradas de la cantera	Deslizamientos de extrusión	Al proceso de deslizamiento le precede y acompaña la estrujadura plástica de las rocas arcillosas débiles. El deslizamiento tiene lugar por la base que se deforma plásticamente (que se estruje)	Existencia en el macizo o en la base del talud de rocas arcillosas débiles que se estrujan fácilmente
		Deslizamientos de escurrimiento	Al proceso de deslizamiento le procede y acompaña el escurrimiento de las rocas de la base o de la parte inferior del talud. El deslizamiento tiene lugar por la roca que se escurrió	Existencia en la base o en la parte inferior del talud de rocas capaces de escurrir bajo la acción de la presión de filtración y de las vibraciones

Continuación de la tabla 41

Grupos	Subgrupos	Tipos de corrimientos	Característica breve de los tipos	Condiciones fundamentales de surgimiento de los corrimientos
		Deslizamientos de asentamiento	Al proceso de deslizamiento le precede y acompaña la compactación (asentamiento), y a veces hundimiento, de las rocas del talud, que tiene lugar bajo el influjo de la vibración y humectación, o de las dos juntas	Existencia en el corte del talud de rocas de estructura mullida o de asentamiento
Corrimientos de las escombreras exteriores e interiores	Corrimientos simples de las masas de rocas de las escombreras	Deslizamientos por encima de la base	Desplazamiento de las masas de rocas de la escombrera por superficies que pasan por el espesor de la escombrera	Existencia en el macizo de la escombrera de lentejones e intercalaciones de rocas de excesiva humedad
		Deslizamientos por la base	Desplazamiento de las masas de rocas de la escombrera por la base de ésta, que se encuentra inclinada hacia el lado del talud	Inclinación de la superficie de la base de la escombrera hacia el lado del talud
		Deslizamientos por debajo de la base	Desplazamiento de las masas de rocas de la escombrera por las superficies de debilitamiento, que pasan por el macizo de la base de la escombrera	Existencia en el corte de la base de la escombrera de superficies de debilitamiento, incidentes hacia el lado del talud
Corrimiento de las escombreras exteriores e interiores	Corrimientos complejos de las masas de rocas de las escombreras	Deslizamientos de extrusión	Al deslizamiento le precede y acompaña la extrusión de las masas débiles plásticas arcillosas de la escombrera o de la base de ésta	Existencia en el macizo de la escombrera o en la base de ésta de rocas y masas de rocas arcillosas de excesiva humedad
		Deslizamiento de escurrimiento	Al deslizamiento le precede y acompaña el escurrimiento de las masas de rocas de la escombrera saturadas de agua	Existencia en el macizo de la escombrera de masas de rocas saturadas de agua, que son capaces de escurrir

Continuación de la tabla 41

Grupos	Subgrupos	Tipos de corrimientos	Característica breve de los tipos	Condiciones fundamentales de surgimiento de los corrimientos
		Deslizamiento de asentamiento	Al deslizamiento le precede y acompaña la autocompactación de las masas de rocas recién derramadas de la escombrera o la compactación (a veces hundimiento) de las rocas de la base	Derramamiento irregular de las masas de rocas de diferente grado de compactación esponjosa (a veces asentamiento) de las rocas de la base

Ocupa un puesto especial el fenómeno de compactación (consolidación) de las rocas arcillosas de los macizos del borde y de las escombreras.

Los corrimientos de tierra en las canteras se manifiestan en formas diferentes (tabla 41). Estos frecuentemente se distinguen por los enormes volúmenes de rocas que participan en el tipo dado de deformación. Se pueden diferenciar los corrimientos de tierra:

a) *pequeños*, en los que el volumen de las masas de deslizamiento se mide en centenares y miles de metros cúbicos;

b) *medianos*, en los que el volumen de las masas de deslizamiento constituye decenas de miles de metros cúbicos;

c) *grandes*, en los que el volumen de las masas de deslizamiento constituye centenares de miles de metros cúbicos;

d) *muy grandes*, en los que el volumen de las masas de deslizamiento se mide en millones de metros cúbicos.

El rasgo característico principal de los corrimientos de tierra es el resbalamiento de las masas de deslizamiento hacia abajo por el talud hasta cierta superficie, que obtuvo el nombre de superficie de deslizamiento. A este proceso frecuentemente le anteceden otros fenómenos, por ejemplo, el escurrimiento o el flujo plástico de las rocas subyacentes. Semejante género de fenómenos acompañan frecuentemente todo el proceso de deslizamiento. En este caso se puede hablar de los corrimientos complejos de tierra: corrimientos de escurrimiento, de flujo plástico, etc. (fig. 57). A diferencia de éstos los corrimientos simples se caracterizan por el fenómeno de resbalamiento de tipo puro de las masas de deslizamiento. No obstante, en las etapas iniciales de su desarrollo, tienen lugar los fenómenos de microresbalamiento, que generalmente se encuentran dispersos más o menos uniformemente por toda la zona de sobretensión del macizo del talud. Dichos fenómenos crean el cuadro de deformación suave, seudoplástica del talud en la fase preparatoria (oculta) del desarrollo del corrimiento. Solamente con el tiempo se observa una concentración paulatina de los microresbalamientos en cierta zona del macizo

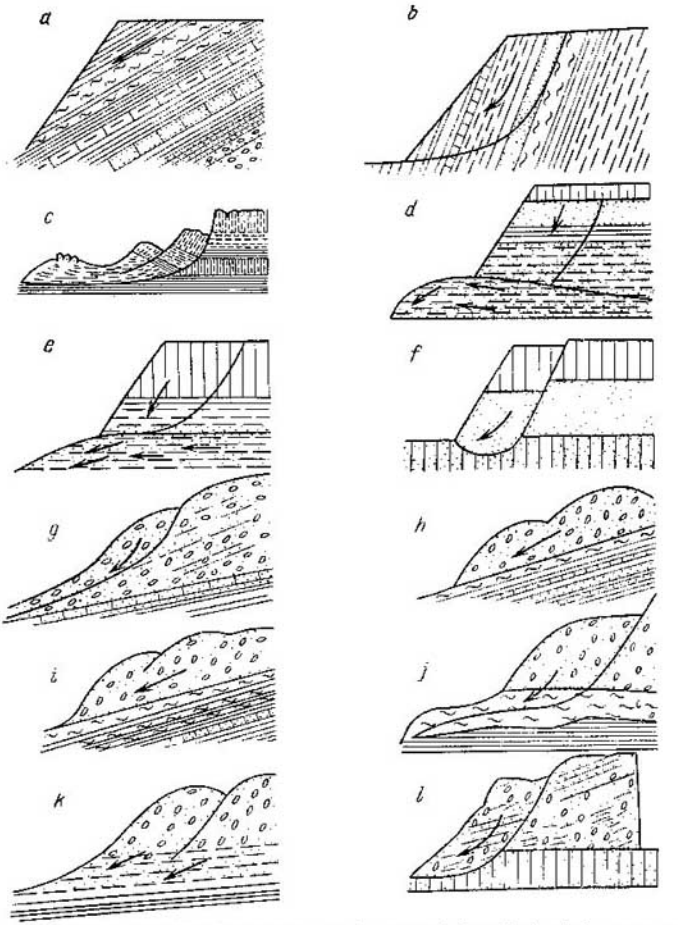


Fig. 57. Tipos principales de corrimientos de tierra de los taludes de las canteras: *a*—resbalamiento, *b*—resbalamiento complejo, *c*—deslizamiento propiamente dicho, *d*—deslizamiento de extrusión, *e*—deslizamiento de escurrimiento, *f*—deslizamiento de asentamiento, *g*—deslizamiento por encima de la base, *h*—deslizamiento por la base, *i*—deslizamiento por debajo de la base, *j*—deslizamiento de extrusión, *k*—deslizamiento de escurrimiento, *l*—deslizamiento de asentamiento

del talud y, a continuación, en la superficie general de desplazamiento de contorno curvilíneo complicado. Esta fase de deformación preparatoria oculta concluye con la aparición de grietas-picaduras y comienza el proceso del corrimiento propiamente dicho.

Durante los corrimientos de tierra complejos el desplazamiento de las masas de deslizamiento tiene lugar por la roca que escurrió o por la zona de rocas que se deforman plásticamente, o bien por el grueso de rocas que sufren asentamiento.

Ocupan una posición especial el resbalamiento de bloques y paquetes de rocas por las superficies de debilitamiento del macizo del borde que bucean hacia el lado del espacio excavado. Estos son los denominados *resbalamientos* (fig. 57, *a*). En aquel caso cuando el ángulo de inclinación de las rocas del macizo del borde β es igual o mayor que el ángulo de inclinación de la grada α, la superficie de deslizamiento coincide con la superficie de debilitamiento del macizo solamente en su parte superior. La parte inferior de la superficie de deslizamiento corta la superficie de debilitamiento del macizo de roca bajo diferentes ángulos y, generalmente, sale en el talud cerca de su base. Estos son los denominados resbalamientos complejos (fig. 57, *b*).

Los corrimientos de tierra de las escombreras de rocas forman un grupo independiente de deformaciones de deslizamiento. Entre éstos se distinguen también los corrimientos simples y complejos (fig. 57, *g—l*). En dependencia de la posición de la superficie de deslizamiento S. I. Popov diferencia los corrimientos por debajo de la base, por la base y por encima de ésta (fig. 57, *g—i*).

Los derrumbamientos y desplomes se caracterizan por los desplazamientos rápidos y caída de bloques grandes y paquetes de rocas que se desprendieron de las gradas y bordes de la cantera. Al caer, los bloques y los pedazos de rocas se tumban y quiebran en pedazos más pequeños y paquetes. Los derrumbamientos comienzan a menudo por resbalamientos por las superficies de deslizamiento cortadas por los taludes de la cantera.

Los taludes detríticos tienen lugar en forma de desplazamiento y caída de los pedazos pequeños y granos de rocas, que se separan como resultado de la meteorización y agrietamiento (descamación) de éstas. Los desprendimientos de rocas puede provocarse por la acción de la vibración (por ejemplo, de los trabajos de perforación de barrenos).

Escurrimientos. En las condiciones de las canteras inundadas, en cuyos bordes se desarrollan las rocas inestables a la filtración, se observan fenómenos de escurrimiento, socavación, abultamientos de filtración y ciertos otros tipos de destrucción de las rocas por filtración. Estos son sobre todo característicos para el período de destape y para las etapas iniciales de excavación de los yacimientos, cuando la acción drenadora de las superficies desnudas de la cantera y de los dispositivos de abatimiento de la capa acuífera aún no se han manifestado por completo. El escurrimiento de las rocas perte-

nece al tipo más difundido e importante de destrucción por filtración de los taludes, de rocas no cementadas e inundadas de la cantera.

Los asentamientos representan en sí el descenso vertical de las masas de rocas mullidas de elevada porosidad de los tramos próximos a los bordes, sin la formación de una superficie de deslizamiento continua.

La compactación (consolidación) de las rocas de los macizos de los bordes tiene lugar a cuenta del anulamiento del efecto del ponderamiento hidrostático y eliminación de la acción de la presión de filtración al desecar los yacimientos de minerales inundados. La compactación de las rocas de las escombreras tiene lugar bajo la acción de su propia masa a cuenta de la disminución de su porosidad—humedad.

§ 2. Factores que influyen sobre la estabilidad de las construcciones de taludes

El comportamiento de las rocas que en las canteras componen las gradas, los bordes y las escombreras se determina por los factores físico-geográficos, geológicos, hidrogeológicos, ingeniero-geológicos y minero-tecnológicos.

A los factores físico-geográficos pertenecen el influjo del relieve del terreno, las condiciones hidrológicas y climáticas de la región del yacimiento.

El relieve de la región y la vegetación determinan en gran parte el carácter del escurrimiento superficial. Así, el relieve de montículos y hondonadas excluye la posibilidad de escurrimiento de las precipitaciones atmosféricas y determina la formación de pantanos en el territorio y la inundación de las rocas que componen el yacimiento; la formación de depósitos superficiales de agua en la región de la cantera contribuye a la inundación de las excavaciones mineras; la inclinación de la base hacia el lado del talud de la escombrera empeora las condiciones de estabilidad de la base, sobre todo en los casos cuando la resistencia al desplazamiento de las rocas de la base de la escombrera o la resistencia por el contacto entre la escombrera y la base es inferior a la resistencia al desplazamiento de las rocas de la escombrera; la acumulación de las aguas pluviales y de crecida en el borde inferior de los pozos aumenta la humedad de las rocas y disminuye los índices de sus propiedades físico-mecánicas, lo que se manifiesta negativamente sobre la estabilidad de algunos taludes.

La sistematización del quebrantamiento de la estabilidad de los taludes en las canteras de la URSS, RDA, República Popular de China, República Socialista de Checoslovaquia, República Popular de Bulgaria, RFA e Italia demuestra que más del 25% de las deformaciones de los taludes [19] están ligadas con las precipitaciones atmosféricas. La cantidad de éstas, el carácter de las lluvias, la potencia del manto de nieve y la duración del derretimiento ejercen gran influencia sobre la estabilidad de las rocas en los taludes.

Las aguas atmosféricas saturan las rocas en los taludes de las escombreras y contribuyen al desarrollo de los corrimientos de tierras, derrumbamientos, socavaciones y otros fenómenos desfavorables. La humectación de las rocas de la escombrera, el aumento de la zona de saturación total con agua y la reducción de la resistencia al desplazamiento de las rocas de la escombrera en esta zona tienen también lugar como resultado de la infiltración de las aguas atmosféricas, que se acumulan en el espacio intercónico y en otras cavidades en el techo de las gradas de las escombreras.

El régimen de temperatura de la región, la profundidad de congelación estacional y deshielo de las rocas, a la par con la exposición de los taludes, se manifiestan en la intensificación de los procesos de meteorización de las rocas de débil resistencia, formación de taludes detríticos, destrucción de las plataformas para el transporte y de las bermas de vaciamiento. Esto es particularmente característico para las regiones nordestas y orientales de la URSS, donde los trabajos de minería se realizan en condiciones climáticas rigurosas. Las precipitaciones que caen en el período otoñal sobre las escombreras rellenas en este tiempo penetran en el cuerpo de la escombrera, formando una zona humidificada.

Cuando la temperatura es negativa una parte de las rocas de las escombreras pasa a estado de congelación y, como resultado de la secreción del hielo, aumenta la coherencia de éstas. En el proceso de congelación tiene lugar el escurrimiento del agua hacia estas rocas desde las rocas desheladas subyacentes. Cuando el aflujo de agua es considerable en las rocas de las escombreras se forman inclusiones lenticulares grandes e intercalaciones de hielo. Al proceso de secreción del hielo le acompaña el proceso de destrucción de la estructura primaria de las masas de rocas. Todo esto conduce a la formación en la escombrera de superficies debilitadas y a la debilitación de las rocas durante la descongelación.

Sobre la estabilidad de los taludes influye también el régimen de los vientos (fuerza, duración, dirección), que en las condiciones del clima seco influye particularmente sobre la meteorización de las rocas y deflación de los taludes de arena.

Entre los factores geológicos tienen importancia principal: la composición litológica de las rocas, los procesos de acumulación de sedimentos y litificación, que forman las características de resistencia de las rocas; la fisuración, la estratificación y las dislocaciones tectónicas de las rocas; los índices de resistencia, hinchamiento y mojadura.

Al efectuar en el yacimiento una prospección detallada se debe prestar una atención especial a la revelación de la fisuración de los depósitos arcillosos, de las superficies de los corrimientos antiguos de tierra en los taludes de los valles y en las elevaciones, de los contactos debilitados entre las capas de arcillas, de las capas de arcillas plásticas en la base del macizo de las rocas del destape, de los pliegues diapiros, de las dislocaciones tectónicas y de las grietas tectóni-

cas de gran extensión, ya que estos factores geológicos determinan en mucho la estabilidad de los bordes de las canteras.

Sobre la estabilidad de las escombreras influye el carácter de yacimiento de las rocas de su base, asimismo como las propiedades físico-mecánicas de las rocas de las escombreras y de las bases.

Al instalar las escombreras sobre rocas arcillosas de elevada compresibilidad pueden surgir corrimientos de tierra por debajo de la base. En caso de que en la base existan rocas arenosas saturadas de agua son posibles los corrimientos por encima de la base. Si la base tiene inclinación hacia el lado del talud y está representada por un macizo heterogéneo complejo que yace en concordancia con la superficie de ésta (la resistencia mecánica de las rocas en cruz a la estratificación generalmente es bastante grande), la estabilidad de la escombrera se determina por la resistencia al desplazamiento por los contactos de las capas y por el ángulo de inclinación de la base, y los corrimientos de las escombreras tienen el aspecto de corrimientos por la base y por debajo de ésta.

La estabilidad de las escombreras en las bases resistentes se determinan en primer lugar por la resistencia al desplazamiento de las rocas que las constituyen.

Al número de factores hidrogeológicos que ejercen gran influencia sobre la estabilidad de los taludes pertenecen las presiones hidrostática e hidrodinámica de las aguas subterráneas. Estas aguas pueden provocar la suspensión hidrostática de las rocas y el surgimiento de fuerzas desplazadoras complementarias. Semejantes procesos se manifiestan en mayor grado al existir rocas no coherentes o de débil coherencia y de elevada meteorización. Si existe una capa acuífera en las rocas contiguas subyacentes a la escombrera la parte inferior del terraplén humedece a cuenta de la elevación capilar. También pueden disminuir la resistencia de las rocas de la escombrera al desplazamiento las presiones que surgen en la capa acuífera a cierta distancia del talud. La presión de las aguas subterráneas sobre las rocas arcillosas de la base de las escombreras reduce las tensiones efectivas en ellas o puede provocar la fracturación hidraúlica de la capa arcillosa con penetraciones de las aguas bajo presión o de las arenas fluentes.

El empeoramiento de las condiciones de estabilidad de las escombreras interiores, adosadas al borde no productivo, es posible a cuenta de la humectación de las rocas de la escombrera por las aguas del horizonte acuífero del macizo de destape. Cuando el drenaje es insuficiente la alimentación de la escombrera por las aguas de este horizonte y por las precipitaciones atmosféricas, puede conducir al surgimiento de corrimientos catastróficos, ya que la escombrera está constituida por rocas pulverulentas propensas al derrubio tixotropo.

Sobre la estabilidad de las escombreras colocadas hidráulicamente ejercen un influjo considerable la suspensión hidrostática en las rocas arenosas y la presión excesiva del agua intersticial en las rocas arcillosas. El desarrollo cíclico de las deformaciones de filtración

en forma de escurrimiento de las rocas arenoarcillosas en los taludes puede conducir al deslizamiento del prisma de apoyo de la escombrera colocada hidráulicamente. Al colocar semejantes escombreras en bases débiles pueden tener lugar corrimientos de extrusión.

En condiciones normales los factores hidrogeológicos no ejercen un influjo importante sobre la estabilidad en los taludes de las rocas duras agrietadas, pues el suave embudo de depresión abarca solamente en grado insignificante el prisma de posible derrumbe, mientras que la estabilidad de las rocas al hinchamiento y empapamiento contribuye a la conservación de las características de resistencia de las rocas en el transcurso de largo tiempo.

Entre los factores técnicos de minería, que ejercen influjo sobre la estabilidad de los taludes de las rocas duras y sobre la magnitud de los ángulos de pendiente de los bordes, tiene una importancia primordial el procedimiento de ejecución de los trabajos con explosivos. Bajo la acción de la onda explosiva varía el estado tensional del macizo, hecho que disminuye la fuerza de rozamiento por la superficie más débil y, cuando el margen de estabilidad es pequeño, puede conducir al derrumbe súbito de los bordes. Un influjo considerable sobre la magnitud de los ángulos de inclinación de los bordes altos de rocas y sobre la seguridad de trabajo en la cantera ejercen las anchuras de las bermas de limpieza y transporte, la frecuencia de su disposición, asimismo como el tipo de bajada a la cantera. El perfil de las superficies de los escalones, que aseguran el escurrimiento de las aguas atmosféricas, ejerce influjo sobre la estabilidad de las rocas meteorizadas, propensas al hinchamiento. Un influjo determinado sobre la estabilidad de las rocas en los taludes ejerce el sistema de excavación. Así, al extraer el mineral que yace en el macizo de rocas arcillosas saturadas de agua lo más racional es hacer excavaciones de tramos no anchos, rellenando el espacio descubierto con la roca del destape.

Sobre la estabilidad de los taludes ejercen influencia, en primer lugar, los procedimientos de formación de las escombreras, el régimen de los trabajos de minería y de formación de escombreras, así como también la masa de los equipos y las cargas dinámicas que surgen durante el funcionamiento de los mecanismos.

§ 3. Condiciones fundamentales de estabilidad de las construcciones de los taludes

Los taludes creados durante las excavaciones a cielo abierto están sometidos en uno u otro grado a diferente género de deformaciones, por lo que se puede hablar solamente de la estabilidad relativa de los taludes. En la práctica minera se estableció la noción de estabilidad *efímera* y de estabilidad de *larga* duración, hecho que se explica por las particularidades de la tecnología de ejecución de los trabajos a cielo abierto, así como también por el mecanismo de deformación de los trabajos de minería con el tiempo.

Los taludes de los bordes y escalones de trabajo y de los terraplenes de las escombreras tienen un plazo corto de permanencia, por lo que deben responder a las condiciones de estabilidad efímera.

Los taludes de los bordes y escalones que no se trabajan, las zanjas capitales, los prismas de apoyo de las escombreras levantadas hidráulicamente, deben conservar su estabilidad durante todo el plazo de servicio de la empresa minera, es decir, deben responder a las condiciones de estabilidad de larga duración.

Los índices característicos de resistencia mecánica de las rocas que componen los taludes son: la resistencia mecánica instantánea σ_0, que prácticamente es la resistencia instantánea de las rocas al comienzo de la carga; la resistencia mecánica transitoria σ_t, que varía con el tiempo y provoca la destrucción de la roca en un intervalo de tiempo determinado t; la resistencia mecánica prolongada σ_∞, que es la resistencia mecánica de la roca bajo la acción de las cargas durante un período de tiempo muy largo. Para el pronóstico de la variación de la resistencia mecánica de las rocas en los taludes $\sigma = f(t)$ puede utilizarse la dependencia simplificada del tipo (I.35), donde t_{lim} se sustituye por $t + 1$.

La estabilidad de las rocas en los taludes se determina por su resistencia a los esfuerzos desplazadores. Para las rocas de granos sueltos la resistencia al desplazamiento se caracteriza sólo por el rozamiento ($\varphi \neq 0$; $c = 0$); la resistencia al desplazamiento de las rocas coherentes (arcillosas) se caracteriza por el rozamiento interno y por la cohesión insignificante ($\varphi \neq 0$; $c \neq 0$); la resistencia al desplazamiento de las rocas duras de cohesión grande, en lo fundamental, puede ser caracterizada por las fuerzas de cohesión.

Para las rocas de granos sueltos (según N. A. Tsitovich, para el terreno ideal de granos sueltos) la condición de equilibrio en los taludes exige que el ángulo del talud no supere el ángulo de rozamiento interno. Esta condición se deduce de las siguientes razones.

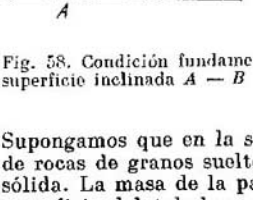


Fig. 58. Condición fundamental del equilibrio de la partícula sólida M en la superficie inclinada $A - B$

Supongamos que en la superficie del talud AB (fig.5 8), compuesto de rocas de granos sueltos, se encuentra precisamente una partícula sólida. La masa de la partícula es Q, el ángulo de inclinación de la superficie del talud respecto al horizonte es α, el ángulo de roza-

miento interno es φ. La normal N y la tangente S, que componen la tensión de la fuerza de gravedad Q, son iguales: $N = Q \cos \alpha$;

$$S = Q \operatorname{sen} \alpha.$$

La fuerza S tenderá a desplazar la partícula de roca hacia abajo del talud. A esta fuerza se opondrá la fuerza de rozamiento $S' = fN$, que actúa paralelamente a la superficie del talud AB. La condición de equilibrio se verificará si $S = S'$.

Puesto que S' es igual al producto del coeficiente de rozamiento por la presión normal, $S' = fN$, para el equilibrio se requiere que $Q \operatorname{sen} \alpha - fQ \cos \alpha = 0$, de donde $\operatorname{tg} \alpha = f$, pero como $f = \operatorname{tg} \varphi$, resulta que

$$\alpha = \varphi. \tag{III.3}$$

Con otras palabras, el ángulo límite del talud en las rocas de granos sueltos es igual al ángulo de rozamiento interno. Pero, puesto que para las rocas de granos sueltos el ángulo de rozamiento interno es igual al ángulo del talud natural, la tésis dada se puede formular de la siguiente manera: *el ángulo límite del talud en las rocas de granos sueltos (friables) es igual al ángulo del talud natural y no depende de la altura del talud.*

Se debe señalar que en el talud de la roca friable existe una familia de superficies curvilíneas límites, reducidas a su vez por la superficie curvilínea límite, que corta el talud en los puntos inferior y superior bajo un ángulo de $45° - \varphi/2$, y por la superficie límite del talud.

En las rocas coherentes y duras, que además de coherencia tienen rozamiento interno, es posible crear taludes verticales de determinada altura denominada altura límite del talud vertical H_{90}. Para la roca coherente ideal ($\varphi = 0$; $c \neq 0$) la magnitud H_{90} se determina por la expresión:

$$H_{90} = \frac{2c}{\gamma}, \tag{III.4}$$

donde γ es la masa volumétrica de la roca;

c, la coherencia.

La estabilidad de los taludes representados por rocas coherentes se aprecia por la correlación entre las fuerzas de retención ΣF_{ret} y las desplazadoras ΣT_i, que actúan sobre el prisma de posible derrumbamiento. Bajo prisma de posible derrumbamiento se comprende [60] el volumen de roca del talud abarcado entre la superficie del talud y la superficie más débil del macizo, por la que es posible el desplazamiento de las masas de rocas. En caso de que la correlación de las fuerzas que actúan sobre la superficie de desplazamiento sea igual a la unidad, es decir, $\Sigma F_{ret}/\Sigma T_i = 1$, esta superficie se denomina superficie límite-tensada o *superficie de deslizamiento*; el ángulo del talud que corresponde a la posición dada es el ángulo límite.

Para el talud representado por rocas homogéneas no saturadas de agua puede ser admitida la superficie de deslizamiento cilíndrico-redonda. En el tramo más abrupto de la superficie de deslizamiento las fuerzas desplazadoras superan a las retenedoras (a las fuerzas de coherencia y de rozamiento), como resultado de lo cual el equilibrio para esta parte del prisma de derrumbamiento es posible si existe un tope por la parte de dicho prisma, ubicado en el tramo suave de la superficie de deslizamiento. La parte superior del prisma de posible derrumbamiento se denomina *prisma de presión activa*, y la parte inferior se denomina *prisma de apoyo*. La estabilidad del talud aumenta al disminuir la masa del prisma de presión activa, y disminuye al disminuir la masa del prisma de apoyo. El utilizamiento de esta circunstancia permite llevar una lucha eficaz contra los deslizamientos de las construcciones de los taludes.

Para las rocas arcillosas saturadas de agua la apreciación de la estabilidad se realiza por la fórmula

$$\frac{\sum \tau_{adm}}{\sum \tau_{desp}} \geqslant 1, \qquad \text{(III.5)}$$

donde $\sum \tau_{adm}$ es la suma de las tensiones tangenciales admisibles, tomadas de los gráficos de resistencia al desplazamiento cuando las tensiones correspondientes son normales; $\sum \tau_{desp}$ es la suma de las tensiones desplazadoras, que surgen por la superficie más débil utilizando la resistencia total de las rocas al desplazamiento en cada punto de la superficie más débil de deslizamiento, sin dividir las fuerzas en fuerzas puras de rozamiento y fuerzas de coherencia. La magnitud de resistencia al desplazamiento se establece por los resultados de los ensayos de las rocas al cizallamiento.

CAPITULO 17

Fenómenos minero-geológicos durante la explotación subterránea de los yacimientos de minerales

§ 1. Clasificación de los fenómenos minero-geológicos

Las deformaciones como resultado de la alteración del estado de tensión natural del macizo al realizar excavaciones mineras pueden aparecer inmediatamente después de haber efectuado éstas (en los macizos de rocas débiles) o al expirar cierto tiempo requerido para formar un tramo considerable de la excavación, para el desarrollo de las deformaciones irreversibles (fenómenos de fluencia y relaja-

ción) de las rocas y para la variación del estado y propiedades de las propias rocas como resultado de la variación de las condiciones mecánicas de deformación, que transcurren a medida que se desarrollan

Tabla 42

CLASIFICACION DE LOS FENOMENOS MINERO-GEOLOGICOS DURANTE LA EXCAVACION SUBTERRANEA

Grupos de fenómenos	Causas de su surgimiento	Ejemplos
I. De gravitación	Manifestaciones de la presión litostática	1. Diferentes formas de dislocaciones de acercamiento de las rocas 2. Deformaciones de las construcciones subterráneas (galerías, pilares y otras) 3. Hinchamiento de las rocas arcillosas litificadas 4. Estrujamiento de las rocas en la zona de la presión del apoyo 5. Empuje de rocas 6. Irrupciones inesperadas de polvo de carbón y de gases 7. Deformaciones de las escombreras
II. Hidrodinámicos	Alteraciones del régimen hidrogeológico	1. Sacamiento a presión por filtración 2. Invasiones de las aguas subterráneas y de las arenas movedizas 3. Derrubio de las rocas por socavación 4. Deformaciones de las rocas por depresión en el campo de abatimiento de las aguas
III. Hidroquímicos	Alteraciones del régimen de humedad, de la composición química de la humedad intersticial y de la composición mineral	1. Lixiviación de las rocas de solubilidad fácil 2. Levantamiento de las rocas arcillosas durante su hinchamiento 3. Manifestaciones de las propiedades tixotropas de las arenas movedizas auténticas
IV. Geotérmicos	Alteraciones del régimen de temperatura de las rocas	Deformaciones de las rocas heladas durante su congelación o deshielo

los trabajos de minería, asimismo como de la situación hidrogeológica, grado de meteorización de las rocas, etc.

Las deformaciones de las rocas bajo el influjo de las excavaciones mineras se provocan por la masa de las rocas suprayacentes. En los macizos de rocas inundadas a esta masa se añaden las fuerzas de la presión de filtración de los flujos de aguas subterráneas, que tienden a precipitarse a la excavación. Bajo la acción de estas fuerzas se

observan diversas formas de deformación por filtración y la destrucción de las rocas.

Al desarrollo de las deformaciones se oponen las fuerzas internas de resistencia de las rocas (rozamiento interno y cohesión) y las tensiones reactivas tangenciales, que se desarrollan en los macizos excavados y que tiendan a mantener en equilibrio la pila de rocas excavadas.

Tanto las fuerzas de rozamiento interno de las rocas del macizo como las tensiones reactivas tangenciales no permanecen constantes tanto en el espacio como en el tiempo. Surge un proceso muy complicado de desarrollo de las tensiones y deformaciones de las rocas alrededor de las excavaciones mineras, proceso que actualmente solamente se ha investigado en los casos más simples.

En la tabla 42 se expone la clasificación esquemática de las principales variedades de fenómenos minero-geológicos durante la excavación subterránea de los yacimientos de minerales. El surgimiento de los fenómenos minero-geológicos está determinado por la acción simultánea de la situación geológica natural y del proceso tecnológico minero. En virtud de semejante naturaleza doble del fenómeno minero-geológico surge la posibilidad de influir (controlar) ordenadamente con el fin de rectificar o variar los parámetros de éste. En calidad de ejemplos se pueden citar medidas tales como son el control del techo en los tajos de carbón, la reducción del grosor de la entibación de las excavaciones de avance a cuenta de comunicar a ésta compresibilidad artificial, la redistribución de las tensiones en el macizo de rocas excavado mediante la variación de las dimensiones y de la situación de los pilares de apoyo y otros.

Más abajo se examinan detalladamente algunos fenómenos minero-geológicos que tienen mayor divulgación al excavar yacimientos de minerales y al construir obras subterráneas.

§ 2. Distribución de las tensiones alrededor de las excavaciones

La causa de la manifestación de la presión litostática [1]) es la construcción de la excavación en el macizo de rocas, hecho que conduce a la redistribución de las tensiones en éste y al surgimiento de zonas de alivio y zonas de concentración de las tensiones. Si nos imaginamos que el campo natural de tensiones en el macizo de rocas se forma solamente a cuenta de las fuerzas de gravitación, resulta ser que las líneas isostáticas [2]) de la componente vertical de las tensiones antes de construir la excavación tendrán el aspecto de un sistema de líneas verticales paralelas.

---

[1]) El término "presión litoestática", según las recomendaciones del Comité técnico de terminología de la Academia de ciencias de la URSS se determina como "fuerzas en las rocas que rodean la excavación minera".

[2]) Las líneas isostáticas (o trayectorias de las tensiones principales) son líneas las tangentes a las cuales coinciden en todo punto con las direcciones de las tensiones principales

La excavación de una galería horizontal en la roca conduce al cambio del cuadro de las tensiones, y las líneas isostáticas de la componente vertical σ_z adquieren el aspecto que se muestra en la fig. 59. En la figura se ve bien que se forman zonas de concentración y zonas de alivio de las tensiones. Los cambios cuantitativos de σ_z en el macizo de rocas contiguo a la pared lateral de la excavación se ilustran con claridad en el diagrama expuesto a la derecha de la galería. Con línea punteada se señala la zona de descarga de las rocas, donde fundamentalmente se forma la zona de deformaciones irreversibles y de destrucciones alrededor de la galería y, en particular,

Fig. 59. Distribución de las tensiones en el macizo al excavarlo con una galería horizontal

la bóveda de equilibrio natural en el techo. Las dimensiones de la zona de descarga no sólo dependen de las tensiones, sino también dependen de las características de resistencia y de deformación de las rocas y del grado de su fraccionamiento estructural.

Las tensiones en el macizo de rocas al ejecutar galerías de arranque tienen un carácter más complejo. Aquí tiene lugar la superposición mutua de los campos de tensiones de las diferentes galerías o de las partes de éstas, tanto en el espacio como con el tiempo. En la fig. 60 se muestra la distribución de las líneas isocromáticas [1]) durante el sistema de excavación de los depósitos de mineral por el método de piso-cámara. Se puede notar que el campo de tensiones sufrió cambios importantes (antes de formar las cámaras las líneas isocromáticas tenían el aspecto de líneas horizontales paralelas). Semejantes cuadros de líneas isocromáticas permiten apreciar no sólo las variaciones cualitativas en los campos de tensiones, sino también las variaciones cuantitativas, por ejemplo, el grado de su concentración en tramos determinados.

Aún complican más el estado tensional de los macizos de rocas y de las construcciones en ellos los factores complementarios, como son las fuerzas tectónicas, el fraccionamiento estructural de las rocas, su heterogeneidad litológica, la anisotropía de las propiedades y muchos otros. Como resultado de la acción conjunta de los factores naturales y de los factores creados artificialmente los macizos de

[1]) Las líneas isocromáticas son líneas que unen los puntos que tienen iguales tensiones tangenciales máximas.

rocas se encuentran en un estado de tensión-deformación muy complicado. Aquí es decisiva la circunstancia de que los factores que forman el estado señalado del macizo, en la inmensa mayoría de los casos, tienen carácter casual. Los métodos modernos, incluyendo

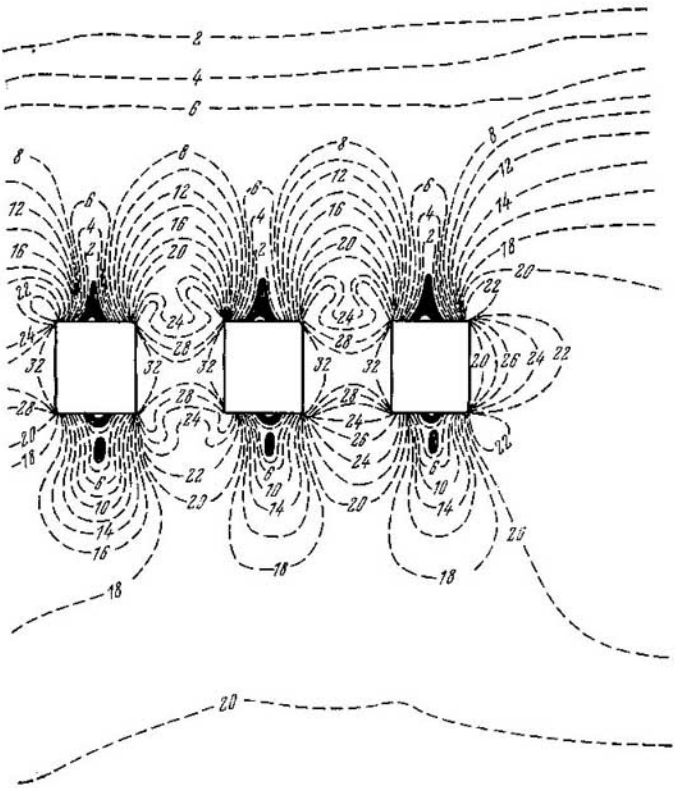


Fig. 60. Cuadro de las líneas isocromáticas para el tajo de arranque (sistema de piso-cámara para la excavación de los yacimientos metalíferos)

también los de las probabilidades y estadísticas, no permiten con suficiente seguridad apreciar la posibilidad y el grado de manifestación de cualquiera de los factores activos en las condiciones concretas.

Por esto los parámetros de los fenómenos minero-geológicos no se pueden expresar en forma de dependencias funcionales exactas u otras dependencias.

§ 3. Dislocaciones de acercamiento de las rocas

La dislocación de acercamiento de las rocas es un proceso prolongado y multifásico de deformación de los macizos de roca excavados, y está provocada por los desplazamientos de éstos hacia el lado del espacio excavado. En el proceso de la dislocación de acercamiento los tramos del macizo de rocas que entran en la zona de influjo del espacio excavado, de manera consecutiva o simultánea, sufren todos los tipos de deformación: flexión, desplazamiento, tracción, compresión.

El proceso de la dislocación de acercamiento comienza a desarrollarse desde la excavación. En la fig. 61 se muestra la redistribución de las tensiones en el macizo de rocas al construir en él una

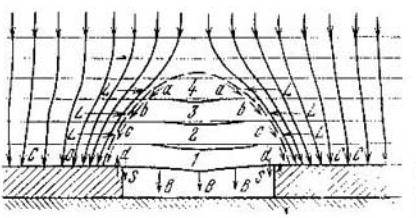


Fig. 61. Distribución de las fuerzas sobre la excavación horizontal

galería minera. Con esto en el techo de la galería, en particular, se forma una zona de alivio cuyas rocas comunican la presión a la capa de rocas que linda directamente con el techo, o al entibado. Cuando la relación entre las características de resistencia y deformación de las rocas y las dimensiones de la excavación (la denominada luz límite) es determinada, las rocas de los techos comienzan a encorvarse y destruirse. Si la denudación de las rocas en el techo es suficientemente grande o si la excavación se amplía gradualmente, el proceso de destrucción abarca nuevas zonas, llegando a alcanzar la superficie terrestre.

La parte del macizo de rocas que se desplaza hacia el lado del espacio excavado forma la zona de la dislocación de acercamiento de las rocas. En el caso general en esta región se distinguen varias zonas de dislocación de acercamiento (fig. 62). *La zona de derrumbamiento* se caracteriza por la pérdida total de la ligazón entre las diversas partes del macizo y por el desplazamiento desordenado de éstas hacia el lado del espacio excavado. Esta zona se forma solamente en aquellos casos cuando el yacimiento se excava por sistemas de derrumbamiento de las rocas suprayacentes (natural o forzado). Pero no en todos los casos la zona de derrumbamiento puede extenderse

hasta la superficie terrestre. Esto depende de la correlación entre la profundidad de la excavación y la potencia del depósito que se extrae, asimismo como de las condiciones minero-geológicas del yacimiento (dimensiones y ángulo de inclinación del yacimiento, características físico-mecánicas de las rocas). Para los depósitos

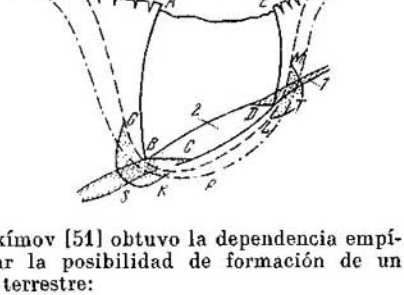


Fig. 62. Zonas de acercamiento de las rocas:
ABCDE—zona de derrumbamiento; *FGKLMN*—límite de la zona de fisuraciones (acercamiento con la rotura de las rocas continuas); *OPR*—límite de la zona de acercamientos suaves; *GSK* y *LTM*—zona de presión de apoyo; *1*—yacimiento de mineral; *2*—parte excavada del yacimiento; *3*—posición de la superficie terrestre antes de excavar el yacimiento

ciegos de minerales A. G. Akímov [51] obtuvo la dependencia empírica que permite determinar la posibilidad de formación de un hundimiento en la superficie terrestre:

$$H' \leqslant H_0 = k\,\frac{42mL'}{7m+5L'}$$

donde H' es la potencia de las rocas originarias (fig. 63), igual a $H - h$ (h es la potencia de los sedimentos y de las rocas meteorizadas); m es la potencia del depósito mineral; L' es la proyección horizontal del depósito mineral, igual a $L' = L\cos\alpha + m\,\text{sen}\,\alpha$; k es

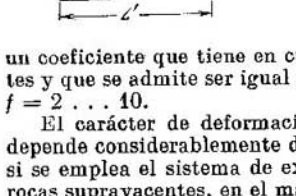


Fig. 63. Esquema para la determinación de la posibilidad de formación de un hundimiento en la superficie terrestre

un coeficiente que tiene en cuenta la dureza de las rocas suprayacentes y que se admite ser igual a 1,0 . . . 0,8 para el intervalo de dureza $f = 2 \ldots 10$.

El carácter de deformación del macizo de rocas que se explota depende considerablemente del sistema de excavación adoptado. Así, si se emplea el sistema de excavación con el derrumbamiento de las rocas suprayacentes, en el macizo que se socava se forma obligatoriamente una zona de derrumbamiento, y la diferencia puede ser sólo

en sus dimensiones. La excavación de estos mismos depósitos con sistemas que sujetan las rocas suprayacentes (por ejemplo, con atibación, pilares de apoyo, entibado, etc.), como regla, no conduce a la formación de la zona de derrumbamiento, y las rocas sobre el espacio socavado se deforman plegándose (es decir, sin disyunciones de su continuidad) o formando grietas a una profundidad relativamente pequeña.

Directamente con la zona de derrumbamiento linda la *zona de fisuraciones*, es decir, la zona donde el macizo de rocas socavadas se deforma con disyunciones de su continuidad, formando grietas de diversa anchura (desde algunos milímetros hasta unidades de metros) y extensión. Para esta zona es característica la conservación de la orientación inicial de las partes del macizo en el espacio, a pesar de la pérdida considerable (en algunas partes absoluta) de la ligazón entre ellas. Entre las zonas de derrumbamiento y de fisuraciones no existe un límite ostensible.

La zona de fisuraciones se forma como resultado de las deformaciones por flexión y por desplazamiento de capas y tramos aislados de rocas en la parte periférica del macizo lindante con las rocas derrumbadas. En el proceso de desarrollo de la zona de derrumbamiento, a cuenta de la zona de fisuraciones, los tramos limítrofes de rocas forman pendientes en consola que, encorvándose hacia el lado de la zona de derrumbamiento, se desprenden del macizo. Al mismo tiempo en la superficie se forman escalones en forma de terrazas, divididas por grietas paralelas a los límites de la zona de derrumbamiento.

La última zona, la más extrema de las zonas de la dislocación de acercamiento de las rocas, es la *zona de dislocaciones suaves de acercamiento*. Aquí los desplazamientos y las deformaciones de las rocas tienen lugar sin la disyunción de su continuidad. Las dimensiones de la zona y la magnitud de las deformaciones dependen en mayor grado de las características de resistencia y de deformación de las rocas. Así, en las rocas débiles, mullidas, que se deforman plásticamente (arenas, arcillas, esquistos, etc.) las dimensiones de la zona de dislocaciones suaves de acercamiento son máximas, y respectivamente, también son grandes las magnitudes absolutas de los desplazamientos y deformaciones. Se debe señalar que en semejantes condiciones la zona de fisuraciones es relativamente pequeña o no existe en absoluto. En muchos casos las rocas dadas no forman la zona de derrumbamiento y el espacio socavado se rellena a cuenta del encorvamiento en pliegue de las rocas de la pila suprayacente.

En las rocas de elevada resistencia y frágiles la zona de dislocaciones suaves de acercamiento es muy pequeña por sus dimensiones, las deformaciones son muy insignificantes y, a veces, incluso es difícil advertirlas. En estas condiciones los límites exteriores de la zona de fisuraciones y de la zona de dislocaciones suaves de acercamiento coinciden exteriormente.

Las deformaciones de las rocas en los alrededores de la excavación minera tienen lugar, como regla, por las superficies naturales de debilitamiento que existen. En grado aún mayor esta situación se refiere a los desplazamientos y deformaciones de los elementos y del macizo socavado en su conjunto durante la dislocación de acercamiento de las rocas. Esta particularidad en el comportamiento de las rocas durante la dislocación de acercamiento y la analogía del proceso con el mecanismo de las deformaciones plásticas del medio fue utilizada por primera vez por S. G. Avershin [2].

En las investigaciones teóricas y en los cálculos prácticos el cálculo de la desintegración estructural del macizo de rocas socavadas se puede realizar: a) mediante la introducción del coeficiente de debilitamiento estructural, que caracteriza la disminución de la resistencia del macizo en comparación con la resistencia de las rocas

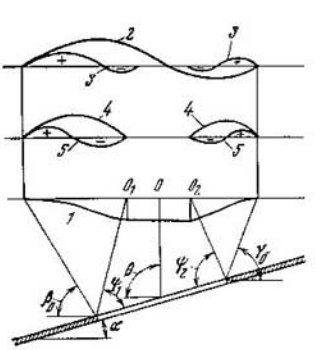


Fig. 64. Gráficos de distribución de los acercamientos y deformaciones en la cubeta de acercamiento
1—asientos; *2*—acercamientos horizontales, *3*—deformaciones horizontales de compresión y tracción; *4*—inclinaciones, *5*—curvatura; O_1O_2—tramo llano de la cubeta de acercamiento.

que lo componen; b) identificando los ángulos de la dislocación de acercamiento de las rocas con los ángulos de incidencia de los sistemas de grietas más probables; c) considerando una grieta (zona) tectónica grande en calidad de superficie probable del acercamiento de las rocas, etc.

El fenómeno de la dislocación de acercamiento de las rocas se define por determinados *parámetros geométricos y temporales*, que caracterizan no el propio proceso, sino el estado de éste en la etapa final o en ciertas etapas intermedias. Estos parámetros permiten apreciar el fenómeno no sólo cualitativamente, sino también cuantitativamente, y se utilizan durante el cálculo de las magnitudes de las dislocaciones de acercamiento de las rocas, al determinar y establecer medidas de protección de las construcciones y de los objetos naturales.

La manifestación más curiosa de la dislocación de acercamiento de las rocas en la superficie terrestre es *la cubeta de acercamiento*,

que representan en sí el área de la superficie sobre el espacio socavado cuyos puntos sufrieron desplazamientos verticales y horizontales. Las dimensiones de la cubeta de acercamiento (su área), como regla, son mayores que la proyección del área del espacio socavado.

En la fig. 64 se muestra la distribución de los desplazamientos y deformaciones máximas de la superficie terrestre y de la pila de rocas en la cubeta de acercamiento para el caso de la deformación de las rocas en pliegue, que es característica, por ejemplo, para las excavaciones de los yacimientos carboníferos.

Actualmente se han adoptado las siguientes formulaciones y métodos de cálculo de los parámetros indicados:

a) el asentamiento máximo η_0 es la magnitud máxima de los desplazamientos verticales de los puntos de la superficie terrestre;

b) la dislocación horizontal máxima ξ_0 es el desplazamiento horizontal máximo de los puntos de la superficie terrestre;

c) la inclinación máxima i_0 es el tramo en el contorno de la cubeta de acercamiento que tiene mayor inclinación respecto al horizonte, y se determina como la relación máxima entre la diferencia de los asentamientos de los puntos contiguos y la distancia horizontal entre éstos.

$$i_{1-2} = \frac{\eta_1 - \eta_2}{l_{1-2}}; \qquad \text{(III.6)}$$

d) la curvatura máxima k_0 es la variación máxima de la inclinación del contorno de la cubeta, y se determina como la relación máxima entre la diferencia de las inclinaciones de dos tramos contiguos y la semisuma de las longitudes horizontales de estos tramos

$$k_2 = \frac{2\,(i_{1-2} + i_{2-3})}{l_{1-2} + l_{2-3}}; \qquad \text{(III.7)}$$

e) la distancia máxima o compresión ε_0 del tramo de la cubeta de acercamiento se determina como la relación máxima entre la diferencia de las distancias horizontales de un intervalo concreto del contorno de la cubeta, obtenidas antes y después de haber terminado el proceso de acercamiento, y la longitud inicial del intervalo:

$$\varepsilon_{1-2} = \frac{l'_{1-2} - l''_{1-2}}{l'_{1-2}}; \qquad \text{(III.8)}$$

f) el ángulo de inclinación de la línea de asentamiento máximos θ se determina como el ángulo de inclinación respecto al horizonte de la línea recta que une el punto de la superficie con asentamiento máximo y el centro del espacio excavado (vean fig. 66);

g) la duración del proceso de la dislocación de acercamiento es el período durante el cual el macizo de rocas y la superficie terrestre se encuentran en estado de acercamiento; por comienzo del proceso de dislocación de acercamiento se toma el momento que corresponde al inicio de los trabajos de arranque, y por conclusión del proceso de dislocación de acercamiento se toma el momento en el que el

desplazamiento de los puntos de la cubeta de acercamiento cesa en absoluto o, más frecuentemente, el momento después del cual el asentamiento sumario anual de los puntos de la cubeta de acercamiento no supera una magnitud determinada dada (por ejemplo, 50 mm/año).

Los ángulos de la dislocación de acercamiento y los ángulos de las disyunciones de la continuidad son muy importantes, y se utilizan universalmente y de manera amplia como parámetros geométricos que caracterizan la dislocación de las rocas.

Se denominan ángulos de acercamiento a los ángulos de inclinación respecto al horizonte de las líneas que unen los límites del espacio socavado con los límites de la zona de dislocaciones de acercamiento peligrosas (fig. 65). Como límite de la zona de dislocaciones

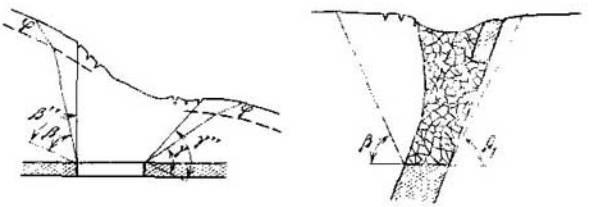


Fig. 65. Ángulos de acercamiento y de rupturas en los cortes, en cruz al rumbo del yacimiento, cuando el buzamiento del criadero es suave y abrupto

peligrosas de acercamiento se toma la línea en la superficie terrestr- (en la superficie del contacto de las rocas originarias con los sedimentos, o en cualquiera otra superficie en el macizo de rocas) que une los puntos con valores iguales de asentamiento, iguales dislocaciones de acercamientos horizontales, etc., considerados como peligrosos para las obras.

Los ángulos de dislocación se construyen y determinan en los planos verticales, trazados a través de los tramos característicos de la cubeta de acercamiento según el rumbo y en cruz al rumbo del yacimiento. De acuerdo a ésto se distinguen los ángulos de acercamiento: en el respaldo alto, en el límite inferior del espacio excavado β y en el límite superior de éste γ; en el respaldo bajo, en el límite inferior de la excavación β_1; según el rumbo del yacimiento en el límite inferior de la excavación δ. En los sedimentos los ángulos de acercamiento φ se admiten ser iguales en todas las direcciones.

Se debe recordar que los ángulos de acercamiento de las rocas, igual que las líneas que los forman, son parámetros convencionales. Como demuestran las numerosas observaciones en condiciones naturales, los experimentos en los modelos y las conclusiones teóricas [28], el límite de la zona de dislocación de acercamiento de las rocas

no es rectilíneo en la sección vertical. La aplicación de los métodos de la teoría de la plasticidad, y en particular los métodos de la estática y dinámica del medio incoherente, demuestra que una de las posibles interpretaciones matemáticas del límite curvilíneo de la zona de dislocación de acercamiento puede ser una línea de configuración parabólica (fig. 66).

Los ángulos de las rupturas β'', β_1'', γ'', δ'', que corresponden a los ángulos de acercamiento, se forman por líneas que unen los contornos del espacio excavado con las grietas extremas visibles en la superficie terrestre. Estos parámetros, igual que los ángulos de

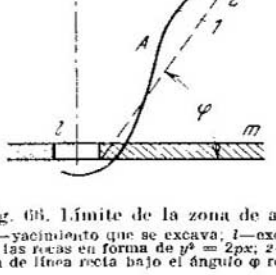


Fig. 66. Límite de la zona de acercamiento de las rocas:
m—yacimiento que se excava; *l*—excavación minera; *1*—límite de la zona de acercamiento de las rocas en forma de $y^2 = 2px$; *2*—límite de la zona de acercamiento de las rocas en forma de línea recta bajo el ángulo φ respecto al horizonte

acercamiento, son convencionales, no reflejan la zona real de formación de grietas en el macizo, y sirven solamente para la determinación de los límites de la zona de fisuración en la superficie al resolver problemas técnicos de protección de las obras y de los objetos naturales.

Se debe considerar como método más seguro de determinación de los parámetros de la dislocación de acercamiento de las rocas a las observaciones naturales directas en la superficie y en el macizo de rocas socavadas del yacimiento que se explota. Las observaciones contienen un complejo de mediciones que incluye: a) la colocación de una red de marcas de referencia en la superficie terrestre y en las galerías de excavación de los horizontes subterráneos y la determinación periódica de las coordenadas espaciales de estas marcas mediante los métodos de levantamiento de los planos de mina; b) la colocación de marcas profundas de referencia en pozos barrenados en la pila de rocas que se excava, cuyo fin es el determinar los desplazamientos verticales de ciertos puntos del macizo y observar el desarrollo de la zona de derrumbamiento; c) el levantamiento estructural detallado del macizo de rocas del yacimiento con fin de caracterizar cualitativamente y cuantitativamente su desmembración estructural; d) el levantamiento de los hundimientos y la observación

tras la aparición y desarrollo de las grietas de las disyunciones en la superficie, en los horizontes intermedios y en la profundidad del macizo (con instrumentos especiales) y otros.

Sin embargo no siempre existe la posibilidad de obtener los parámetros de la dislocación de acercamiento sobre la base de los materiales de las mediciones naturales; esto se refiere particularmente a los yacimientos de mineral cuyo carácter de dislocación de acercamiento no ha sido estudiado y, que se proyectan en primer lugar, para su excavación. En este caso los parámetros de la dislocación de acercamiento de las rocas se adoptan por su analogía con otras, o mediante el precálculo.

§ 4. Levantamiento de las rocas

El fenómeno de deformación de las rocas del terreno y de las paredes de las galerías subterráneas, que transcurren en forma de extrusión y abultamiento de las rocas hacia el lado del desnudamiento, se denomina levantamiento [1]). Con este fenómeno se tropieza más frecuentemente al excavar yacimientos de carbón, de sal gema y metalíferos. Este fenómeno también se conoce en la práctica de la construcción hidrotécnica y de caminos, construcción industrial (al construir y explotar túneles para el transporte y recolectores de agua, depósitos subterráneos de petróleo y gas y otros). El levantamiento abunda ampliamente en las minas de la cuenca de la región de Moscú, en el yacimiento de Ajalschijsk, de Georgia, en el yacimiento de Artiomovsk del Extremo Oriente, en la cuenca de Nicópol-Márganzevi.

Como resultado del levantamiento disminuyen las dimensiones de la sección transversal de las galerías, se destruyen las entibaciones, las líneas principales de transporte y ventilación. Se conocen casos cuando en el transcurso de 4—5 días la excavación quedó rellena completamente por la roca levantada (yacimiento de lignito de Artiomovsk).

El aumento del volumen de trabajo al tener que restaurar las excavaciones produce enorme daño a la economía nacional. Según los datos de A. P. Maxímov el coste de la reparación de las excavaciones en estas condiciones alcanza 100 rublos al año por metro de galería. El levantamiento es propio, particularmente, a las rocas arcillosas, que tienen pequeña cohesión y rozamiento interno. Con el aumento de la profundidad a la que se ubican las excavaciones se someten a levantamiento rocas de resistencia considerable (esquistos arcillosos y arenosos, argilitas y aleurolitas, a veces areniscas). Así, según los datos de A. P. Maxímov, a la profundidad superior de 700 m, la mayoría de los esquistos arcillosos y arenoarcillosos se

[1]) En la literatura ingeniero-geológica y técnica de minería este fenómeno se caracteriza también con los términos "abultamiento", "afollamiento", "hinchazón", "extrusión", pero, no obstante, el término "levantamiento" ha obtenido una mayor divulgación.

extruyen a la excavación incluso cuando están metidos en un macizo intacto. El proceso de levantamiento de las rocas arcillosas se desarrolla bajo la acción de las fuerzas de la presión litostática, hinchazón de la roca, presión de filtración de las aguas subterráneas, fenómenos de hidratación y oxidación. La causa de origen del levantamiento es la alteración del estado natural de tensión del macizo después de la ejecución de la excavación. Si existen condiciones favorables (inundación o aire húmedo) las rocas arcillosas se hinchan, aumentando su plasticidad. La hinchazón de las arcillas aumenta con la elevación en la roca del contenido de partículas coloidales y arcillosas, de minerales arcillosos con red cristalina movible, al sustituir en la capa difusiva los cationes bivalentes y trivalentes por cationes monovalentes, asimismo como al alterar su estructura natural. La variación del estado natural de las rocas conduce a la elevación de la intensidad y magnitud de la presión de hinchazón con el tiempo.

Al principio, cuando los gradientes de filtración se aproximan o superan los valores críticos (I_{cr}), se observa una suspensión hidrodinámica y, a continuación, el levantamiento de la roca, que frecuentemente concluye con la penetración del agua en la excavación de la roca. En este caso las deformaciones tienen carácter de *abultamiento*. En algunos casos (como por ejemplo en las minas carboníferas del distrito de Nelidovsk de la cuenca de Moscú) se observa una ligazón directa entre los gradientes de filtración y la magnitud de la presión de las rocas que se levantan sobre la entibación. Semejantes géneros de fenómenos testimonian respecto al tipo especial de levantamiento de la roca, o sea el levantamiento bajo el efecto de la presión de filtración. Los medios principales de la lucha contra éste son la eliminación de las presiones hidrostáticas de las capas acuíferas y la reducción máxima posible de la magnitud de la presión litostática.

En algunos casos se observa una hinchazón peculiar de las rocas a causa del aumento del volumen de ciertos minerales como resultado de su hidratación, oxidación y algunos otros procesos de la meteorización. Es de suponer que los medios que se utilizan en la lucha contra los fenómenos de meteorización pueden ser también útiles en la lucha con los fenómenos de levantamiento de esta naturaleza.

La desecación previa de los yacimientos inundados es el procedimiento más universal y efectivo en la lucha contra el levantamiento de las rocas arcillosas. Con ayuda de la desecación se logra reducir tanto la presión litostática como la presión de filtración, que en muchos casos juegan un papel fundamental en las deformaciones de levantamiento de las rocas.

Sobre el proceso de levantamiento, además de los factores tecnológicos puros de minería, ejercen influjo la constitución de la roca, la resistencia y rigidez de las rocas encajantes y las condiciones y forma de yacimiento de la roca que se levanta. La constitución estratificada, la existencia de intercalaciones inundadas y lontejones, y el aumento del espesor de la roca contribuyen al levantamiento. Las

rocas rígidas, suprayacentes y subyacentes a la roca que se levanta, juegan el papel de mordazas peculiares y también contribuyen al levantamiento. El influjo de la forma y de las condiciones tectónicas de yacimiento, por lo visto, se manifiesta a través de la redistribución de las tensiones en los alrededores de las excavaciones mineras. Por ejemplo, en las condiciones del yacimiento sinclinal la presión de levantamiento aumenta ostensiblemente; por el contrario, en las partes axiales de los pliegues anticlinales ésta disminuye. También aumenta la propensión de las rocas al levantamiento en las zonas de las dislocaciones tectónicas que, como es sabido, siempre se caracterizan por tener presión litostática elevada.

§ 5. Estrujamiento de las rocas y empujes de rocas

Si en el techo de una capa tienen desarrollo las rocas que admiten la flexión sin alteración visible de su continuidad, o si las rocas se hunden en bloques grandes, tiene lugar el fenómeno de estrujamiento de las rocas de carbón. El estrujamiento comienza por las intercalaciones débiles de carbón o de roca. Las intercalaciones sólidas de rocas y las inclusiones, por ejemplo, en la capa carbonífera, reducen bruscamente el estrujamiento. También reducen la estrujadura las rocas débiles del techo. Es obvio que todos los factores que elevan la presión litostática en la grada contribuirán al grado de estrujamiento.

Según las investigaciones en el Donbás (V. I. Krávchenko) la existencia de intercalaciones débiles, situadas en la parte inferior de la capa, facilitan el movimiento del paquete superior de carbón. Las intercalaciones blandas o los paquetes de carbón en la parte superior de la capa son capaces de eliminar la posibilidad de estrujamiento. La estrujadura se advierte tanto al excavar carbones de piedra como de antracita. Las grietas de clivaje, que forman los planos de menor resistencia, facilitan la estrujadura, particularmente en aquel caso cuando el tajo está situado en la dirección del clivaje. En las condiciones del Donbás el estrujamiento se advierte en las capas de diversa potencia, tanto de buzamiento suave como inclinado. Sin embargo, en las capas de buzamiento brusco las magnitudes de los desplazamientos, generalmente, son menores. En las capas alteradas por fallas normales, constricciones, etc., no se observa el estrujamiento. Este se manifiesta en grado máximo en las condiciones del yacimiento tranquilo de las rocas y del carbón. Las grietas en las rocas del techo, orientadas en la dirección del tajo largo, disminuyen o liquidan en absoluto el estrujamiento del carbón. La estrujadura del carbón tiene lugar cuando no hay cohesión entre el carbón y las rocas laterales. Las superficies lisas especulares y las intercalaciones de arcilla facilitan el estrujamiento, mientras que las rocas "sopladoras" del terreno se oponen a éste. La profundidad mínima de las excavaciones, con la que se advierte en el Donbás el estrujamiento de carbones, es de 70 m. La inundación del yaci-

miento empeora los fenómenos de estrujamiento. Entre los factores minero-geológicos ejercen sobre el estrujamiento una mayor influencia: el sistema de excavación y la longitud de los tajos largos, la disposición mutua de los tajos largos y la velocidad de su avance, el procedimiento de control del techo. La utilización del influjo de estos factores elevó considerablemente en muchas minas la productividad del trabajo al extraer carbón.

Los empujes de rocas y las irrupciones súbitas de carbón y gas representan el peligro más grave en los trabajos de minería. La destrucción de las rocas y del carbón durante estos fenómenos tiene carácter de explosión súbita, acompañada de un estruendo, sacudidas y un golpe de aire. Como resultado la entibación de las excavaciones se deteriora o se destruye por completo, las galerías se sepultan con la roca y carbón arrojados, y las rocas del techo, debilitadas por el golpe, pierden su estabilidad y frecuentemente se derrumban, cegando la galería. Al empuje de rocas, generalmente, precede el aumento de la presión litostática sobre los pilares y sobre el entibado de las excavaciones, el levantamiento del terreno, el hundimiento de los pilares y algunas otras manifestaciones de la presión litostática.

Los empujes de rocas surgen cuando la resistencia y la rigidez de las rocas encajantes es alta y éstas son capaces de acumular la energía de la deformación elástica. Estos empujes se advierten en los tramos de concentración máxima de las tensiones y en el momento de la redistribución instantánea de estas últimas, al quebrantar la discontinuidad de las rocas de elevada resistencia del techo, generalmente, en las zonas más debilitadas. La dislocación intensa de las rocas siempre favorece a los fenómenos dados. Los empujes súbitos de gran fuerza se advierten en las minas de potasio y al extraer los pilares dejados en las minas de carbón.

Las irrupciones súbitas de carbón y gas (metano, gas carbónico) se sincronizan con las partes contiguas al tajo de la capa carbonífera. En la mayoría de los casos estas irrupciones comienzan desde la profundidad de 250 m, aunque sin embargo se han advertido casos de irrupciones también a profundidades menores.

Las dislocaciones geológicas, protuberancias y constricciones, combaduras en forma de flexuras y las disyunciones locales de la capa carbonífera contribuyen a la aparición de las irrupciones súbitas. La frecuencia de las irrupciones súbitas aumenta en los límites de la capa con el aumento de los ángulos de buzamiento y de la potencia. La inundación de las rocas debilita el fenómeno de irrupción súbita de carbón y gas. Estas también se debilitan con el aumento del contenido gasífero. Con el aumento de la profundidad, por lo visto, disminuye la dependencia entre la frecuencia e intensidad de las irrupciones súbitas y las dislocaciones de la capa carbonífera.

Actualmente se efectúan investigaciones con el fin de utilizar las fuerzas de la presión litostática, que se manifiestan durante los empujes de rocas, para facilitar la excavación de carbón sin obreros, mediante la provocación artificial de los empujes de rocas.

§ 6. Deformaciones de depresión de las rocas en el campo del abatimiento de la capa acuífera

El abatimiento preventivo de la capa acuífera durante la excavación de yacimientos de minerales, el agotamiento intenso de las aguas subterráneas para el suministro de agua, la extracción de petróleo y gas, varían bruscamente la situación hidrogeológica natural de los macizos de rocas.

En la zona del desarrollo del embudo de depresión tiene lugar la redistribución de las tensiones como resultado de la eliminación del efecto de la suspensión hidrostática en las capas. Es sabido que la carga de la masa de rocas P_z en el macizo se percibe por el esqueleto de la roca (tensión efectiva, P_e) y por el agua intersticial (presión neutral, P_n). La magnitud de la tensión efectiva en el macizo a la profundidad h será igual a

$$P_e = P_z - P_n = \Delta_{med} h - H\Delta_a, \qquad \text{(III.9)}$$

donde Δ_{med} es el valor medio ponderado de la masa volumétrica de rocas que yacen sobre el punto que se examina;

H, la altura de la columna de agua sobre este punto;

Δ_a, la masa volumétrica del agua.

Al abatir el nivel de agua en el horizonte acuífero en la magnitud ΔH aumenta la tensión P_e en el esqueleto de la roca

$$P'_e = \Delta_{med} h - \Delta_a (H - \Delta H). \qquad \text{(III.10)}$$

El incremento de las tensiones efectivas en la capa a cuenta de la reducción de las cargas hidrostáticas será:

$$\Delta P_e = \Delta H \, \Delta_a = \Delta P_n. \qquad \text{(III.11)}$$

La reducción considerable de la presión neutral (intersticial) en las capas en la zona de desarrollo del embudo de depresión determina *la compactación de las rocas por depresión*, la elevación de las tensiones en el esqueleto de rocas, el aumento de su rigidez. Con esto, las rocas que representan los horizontes acuíferos se compactan en todo su espesor. La redistribución de las tensiones y la deformación de las rocas arcillosas pueden tener lugar tanto por todo el espesor de la capa como, solamente, por aquella parte de ésta denominada zona de compactación.

La potencia de la zona de compactación depende de la magnitud del incremento de las tensiones en el contacto de drenaje de la capa y del valor del gradiente inicial de filtración.

La compactación por depresión ejerce un mayor influjo sobre las propiedades de resistencia de las arenas de granos finos y pulverulentas, arenas arcillosas y arcillas. Al disminuir la humedad de las rocas arcillosas tiene lugar el aumento de la energía superficial libre en el límite de la división de las fases sólida y líquida, desaparecen las capas transitorias difusas, aumenta considerablemente la magnitud de la cohesión. Las variaciones del estado tensional del

macizo de rocas como resultado de la reducción de las cargas hidrostáticas determinan fundamentalmente las deformaciones, tanto de las capas que drenan como de las que contactan con ellas. En los tramos de ejecución de los trabajos de abatimiento de la capa acuífera los embudos de depresión ocupan superficies enormes y, generalmente, tienen declives insignificantes, hecho que determina fundamentalmente las deformaciones lineales verticales de las capas, es decir, los asientos. Los asientos de las capas, provocados por la reducción de las cargas hidrostáticas, han sido registrados en una serie de regiones de diversos países.

Así, en el yacimiento de mineral de hierro de Yuzhno-Belozersk, bajo el influjo de la reducción de las cargas hidrostáticas en los horizontes acuíferos de Buchaksk y en el metalífero-cristalino en en 200 . . . 300 m y más, tuvieron lugar grandes deformaciones de las rocas de la pila sedimentaria y de las formaciones meteorizadas precambrianas. La magnitud total del asiento de las capas en el transcurso de 10 años de ejecución en los yacimientos de medidas de drenaje (1963—1972) resultó ser mayor de 2,5 m. Los desplazamientos verticales de algunas capas en el proceso de abatimiento de la capa acuífera superaron considerablemente las magnitudes de cálculo de los asientos y provocaron trastornos considerables en el entibado de los pozos de mina.

El asiento de la superficie del suelo bajo el influjo de las medidas de drenaje también se observó en el territorio de la cuenca carbonífera de Cheliabinsk. Durante el período de 1931—1944 el asiento resultó ser de 35 . . . 40 cm, siendo ésto la causa del surgimiento en el entibado de los pozos de grietas con anchura de hasta 30 cm [44]. También se observaron asientos bajo el influjo del abatimiento de la capa acuífera en los yacimientos carboníferos de Lvov-Volynsk y Alexandrovsk, en el yacimiento de manganeso de Chiatursk, en los yacimientos carboníferos del Rhin-Westfalia, Altenburg y otros.

Los desplazamientos verticales de la superficie del territorio se advierten también en las regiones de las grandes tomas de agua y en los tramos de explotación de petróleo y gas. Con esto, el asiento de las capas y de la superficie del suelo tiene frecuentemente carácter regional. La superficie de las cubetas de asentamiento abarca decenas, centenas y miles de kilómetros cuadrados. Así, el área de la cubeta de asentamiento en la delta del río Po constituye 730 km², y en el valle de San Joaquin es de 3500 km². Durante el período de 50 años de bombeo de las aguas subterráneas en la región de la ciudad de Tokio el asiento de la superficie del suelo alcanza más de 3 m, y en la región de la ciudad de Osaka el asentamiento supera 2 m.

En la región de la ciudad de Méjico, bajo el influjo del descendimiento del nivel piezométrico de las aguas subterráneas, tiene lugar la compactación por depresión de una potente pila (90 . . . 300 m) representada por un complejo interestratificado de guijarrales, arenas, calizas, arcillas y fango del mioceno y del cuaternario de origen aluvial, lacustre y volcánico. La magnitud media de asentamiento

de la superficie en 76 años es de 5,6 m, alcanzando 7 m en tramos aislados en el año 1960. Los asientos irregulares del macizo van acompañados de la destrucción de algunos edificios, quebrantando las redes de aguas corrientes y las redes cloacales.

Bajo el influjo del descendimiento de la capa acuífera se observan asentamientos considerables de la superficie en las regiones de las ciudades de Moscú, Londres, Leningrado, París, Kíev, Berlín y otras.

Al calcular los asentamientos bajo el influjo del abatimiento de la capa acuífera es menester tomar también en consideración los procesos de contracción de las rocas arcillosas como resultado de la "vaporización subterránea": socavación mecánica, socavación química y lixiviación difusa de las rocas.

Durante la predicción del estado de tensión-deformación de los macizos de rocas en el campo del descendimiento de la capa acuífera se requiere organizar experimentos especiales que permiten determinar los parámetros de resistencia y deformación de las rocas, teniendo en cuenta tanto las variaciones del estado tensional de éstas como también los fenómenos que no están vinculados con el incremento total de las tensiones en el esqueleto de la roca.

§ 7. Deformación de las escombreras en las minas de carbón

Durante la excavación de los yacimientos de carbón por el método subterráneo surge la necesidad de extraer y desplazar incidentalmente las rocas encajantes, lo que exige la creación de un servicio especial. En la práctica de los trabajos de minería se han establecido tres tendencias fundamentales en la organización de este servicio:

a) extracción de la roca a la superficie y su amontonamiento ulterior (formación de escombreras);

b) extracción de la roca a la superficie para su transformación (por ejemplo, para obtener materiales de relleno o de construcción);

c) distribución de la roca en el espacio excavado.

La primera tendencia tiene una mayor divulgación, hecho que se puede explicar por la simpleza relativa de los esquemas tecnológicos y por ser menores los gastos básicos en comparación con los de las otras tendencias.

La formación de las escombreras de las minas de carbón se efectúa mediante el vertimiento de las masas de escombros utilizando diversos medios de transporte (automóvil, transporte sobre vías férreas, arrastre por cable en skip o vagonetas y otros). En una serie de casos, si existen recursos acuáticos, si el relieve del terreno es favorable y el volúmen de las rocas extraídas es grande, se utilizan los métodos de hidromecanización.

La masa que se almacena en las escombreras es heterogénea por su composición y comprende: pedazos de carbón de diferente grosor, esquistos carboníferos, argilita, semiproducto (concreciones de ganga

con carbón), pirita, ganga, y también maderas (pedazos de la entibación, traviesas, etc.) y diversos objetos metálicos (trozos de tubos, rieles). La existencia de material combustible conduce generalmente a la inflamación espontánea de las escombreras, lo que empeora considerablemente las condiciones de su explotación, intoxica el aire con los gases del incendio y contribuye al surgimiento de deformaciones. En la tabla 43 se expone la clasificación de las escombreras de rocas según su estado térmico, elaborada por el Instituto de Investigaciones de Makeievka.

Las deformaciones de las escombreras de rocas de las minas de carbón, que surgen durante el proceso de explotación, forman un grupo especial de fenómenos minero-geológicos.

Se deben considerar como principales variedades de las deformaciones los distintos tipos de corrimientos de tierra, los derrumbamientos, los taludes detríticos, las compactaciones de las rocas de

Tabla 43

CLASIFICACIÓN DE LAS ESCOMBRERAS DE ROCAS SEGÚN SU ESTADO TÉRMICO

Grupo	Indice
Incombustibles	No hay indicios de combustión de la capa superficial (humo, vapor, gases de incendio, fuego abierto, tramos de roca candente)
Combustibles	En la superficie de las escombreras existen focos visibles de combustión, o la temperatura de las rocas a la profundidad de 0,5—3 m respecto a la superficie es de 150°C y más
Arden con intensidad	Por la combustión de las escombreras el contenido de gasas en el aire a la distancia de 300 m supera las normas límites admisibles (concentración de monóxido carbónico de 6 ml en 1 m^3, de gas sulfuroso de 0,5 mg en 1 m^3 de aire atmosférico)

la escombrera y de su base bajo la acción de las fuerzas de gravitación y ciertas formas de manifestación de la dislocación de acercamiento de las rocas como resultado de la socavación del territorio de las áreas de escombreras por las excavaciones mineras subterráneas.

Los factores que determinan el surgimiento de estas deformaciones, y que a veces tienen carácter catastrófico, se pueden dividir en dos grupos: naturales (ambiente geológico e hidrogeológico, acción de la fuerza de la gravedad, del agua, del viento, de la energía solar) y artificiales, provocados por la actividad humana (carácter de la formación de las escombreras, tipos de transporte de las masas de escombros, plan de ejecución de los trabajos de minería en la mina

Tabla 44

VARIEDADES DE DESLIZAMIENTOS-DERRUMBAMIENTOS TERMICOS (SEGUN P. A. LEONOV Y B. A. SURNACHIOV)

Variedades de los deslizamientos	Descripción sucinta	Condiciones fundamentales de surgimiento
1. Deslizamiento-derrumbamiento térmico seco	Surge en tiempo despejado, a veces cuando las precipitaciones atmosféricas son débiles. Desplazamiento de la masa de escombros desde los taludes hasta fuera del contorno de la base de la escombrera con la formación de una cavidad en forma de circo de embudo y nubes de roca incandescente y polvo de carbón ardiente. La formación del embudo va acompañada del derrumbamiento del borde de éste	Quebrantamiento del equilibrio de las rocas de la escombrera como resultado de la variación, después de la tostación de las rocas de la fuerza de cohesión y del ángulo de rozamiento interno
2. Deslizamiento-derrumbamiento térmico de chubasco	Surge sólo durante la lluvia fuerte de chaparrón. Desplazamiento de la masa de escombros desde los taludes hasta fuera del límite de la base de la escombrera con la formación de una cavidad de forma de circo de embudo, cuyos bordes se derrumban rápidamente, y de una nube de roca incandescente y de polvo de carbón ardiente. En algunos casos esta nube falta.	Quebrantamiento del equilibrio de las rocas de la escombrera como resultado de la perturbación de su estabilidad por el agua que penetra en la masa de rocas incandescentes
3. Erupción—deslizamiento—derrumbamiento	Este deslizamiento complejo sólo surge durante la lluvia fuerte de chaparrón. Al principio, al entrar el agua en el interior de la escombrera tiene lugar una erupción (por la presión del vapor) con la formación de un embudo. Seguidamente el agua penetra a través del embudo de los tramos incandescentes de la escombrera. Como resultado tiene lugar un deslizamiento (desplazamiento de la roca hasta fuera del contorno de la base de la escombrera, formación de un embudo de forma de circo, a veces nubes de roca incandescente y polvo de carbón ardiente). A continuación comienza el derrumbamiento de las paredes abruptas de la cavidad de deslizamiento	Existencia en el cuerpo de la escombrera de cavidades o grietas. Estas son necesarias para el surgimiento de la primera erupción. Quebrantamiento del equilibrio de las rocas de la escombrera como resultado de la alteración de su estabilidad por el agua que penetra en las masas incandescentes de roca

y en la escombrera, orden de laboreo de la escombrera, esquema de recultivación).

No obstante, se debe tener en cuenta que la deformación de las escombreras, generalmente, son el resultado de la acción conjunta de los factores señalados.

Se deben considerar fenómenos minero-geológicos característicos en las escombreras de las minas de carbón a los deslizamientos—derrumbamientos térmicos y a los arrojamientos de rocas. La causa principal de estos procesos es la combustión de las masas de escombros. En dependencia de las condiciones de surgimiento se distinguen [31] tres variedades de deslizamientos-derrumbamientos térmicos (tabla 44). Los arrojamientos de roca suceden bajo la acción del vapor, que se origina en el cuerpo de la escombrera (oquedades, grietas) al entrar agua en ellas.

Todos los tipos que acabamos de enumerar de deformaciones de las escombreras de las minas de carbón y los procesos que las acompañan (desprendimiento de gases tóxicos y nocivos) representan un serio peligro para el personal de servicio, para los equipos, instalaciones y medio ambiente. Por esto, la prevención de semejantes fenómenos minero-geológicos se considera como uno de los problemas fundamentales de la producción minera.

La predicción del estado de las escombreras de rocas se efectúa por los resultados de las investigaciones ingeniero-geológicas, que incluyen:

a) la apreciación de la situación geodinámica del territorio;

b) la determinación de las propiedades físico-mecánicas de las rocas de la base y del cuerpo de la escombrera;

c) el cálculo de los parámetros óptimos de la escombrera (altura y ángulo de inclinación);

d) el cálculo de los asentamientos de las rocas de la base y del cuerpo de la escombrera.

§ 8. Procesos de las deformaciones de las excavaciones subterráneas en los maciozs de estratificación heterogénea

En la última década han encontrado un amplio empleo en la práctica mundial los procedimientos de almacenamiento subterráneo de los productos de gases y petróleo en cámaras especiales creadas por diversos métodos (de pozo, de explosiones internas, de disolución). Se debe considerar como uno de los más perspectivos el método geotecnológico, durante el cual el resorvorio se forma en los depósitos de sal gema mediante la disolución de ésta con agua dulce.

Son cualidades del procedimiento de almacenamiento subterráneo la simpleza relativa del esquema tecnológico de construcción del reservorio, la ausencia de pérdidas por evaporación del producto que se almacena durante las oscilaciones estacionales y diarias de la temperatura, la reducción considerable del gasto de metal, la dismi-

nución de los bienes raíces que se asignan para la construcción, la seguridad contra los incendios.

Hasta la actualidad todavía no se ha acumulado un material representativo que permita apreciar la estabilidad y resistencia de los recipientes subterráneos que se crean mediante su comparación con obras-análogas, y con esto señalaremos la dificultad de ejercer un control natural de las características de la deformabilidad de las rocas en el contorno y en los alrededores del reservorio. Por esto es necesario estudiar y, en concordancia con las condiciones concretas, utilizar la rica experiencia acumulada durante la explotación de los yacimientos de sal gema y sal potásica. Es sabido que estos yacimientos se explotan por dos procedimientos: con pozos o con el método de lixiviación subterránea. Durante el procedimiento con pozos se adopta el sistema de excavación por cámaras, dejando pilares entre éstas. El procedimiento de lixiviación subterránea se subdivide en el sistema de pozos, que determina la ejecución de los tajos preparatorios de mina y que se caracteriza por la formación de cámaras-praderas, estanques, campanas, y en el sistema de lixiviación subterránea a través de los barrenos.

El estado estable de la excavación queda determinado en alto grado por la profundidad de su ubicación y por el tipo de la estructura salinera. Para los yacimientos salinos en capas la luz de las cámaras a la profundidad de 100 m es de 20 m, y disminuye hasta 9 m a la profundidad de 1500 m. Para las estructuras de domos salinos la luz de las cámaras ubicadas a la profundidad de unos 100 m es de 56 m y disminuye hasta 15 m al aumentar la profundidad hasta 900 m.

En general la condición de aparición de la zona de deformaciones no elásticas para el caso tridimensional tiene el aspecto de:

$$\gamma H > \frac{m}{3} \alpha k \operatorname{ctg} \rho, \qquad \text{(III.12)}$$

donde γ es la masa volumétrica de la roca;

H, la profundidad de ubicación del reservorio;

k, el coeficiente de cohesión;

ρ, el ángulo de rozamiento interno;

$\alpha = \operatorname{sen} \rho / 1 - \operatorname{sen} \rho$.

El grado de intensidad de las deformaciones plásticas aumenta con la profundidad; semejante fenómeno fue advertido por una serie de experimentadores al perforar pozos y galerías situadas a grandes profundidades. El carácter plástico de deformación de las sales potásicas se advirtió en el yacimiento de Alwinsal (Canadá), donde se observó la extrusión de las intercalaciones finas de arcillas en el suelo de la galería horizontal, perforada a la profundidad de 850 m en las capas de silvinitas.

Las observaciones en la mina de Sverdlovsk (yacimiento de Artiomovsk) demostraron que el carácter de las deformaciones transversales de los pilares entre las cámaras corresponde a la fase inicial

de la fluencia plástica. La magnitud máxima de la deformación transversal alcanzó 0,4...0,6 mm en 1 m de anchura del pilar (la profundidad de excavación era de 140 . . . 180 m, la luz y la altura de las cámaras, respectivamente, de 17 y 12 . . . 14 m; la anchura del pilar era de 9 . . . 13 m). En una de las cámaras de la mina 1 se advirtió la extrusión del suelo; la abertura de la grieta alcanzó hasta cerca de 2 cm y el suelo en el centro de la cámara se levantó considerablemente.

Las numerosas observaciones en las minas del yacimiento de Solotvinsk señalan el carácter plástico de la deformación, que se manifiesta en forma del abultamiento de las paredes de las galerías y aumento de las dimensiones transversales de los pilares y de las paredes.

El carácter plástico de deformación de las rocas de la pila salina, acompañado de la reducción de la sección de las galerías y de la extrusión de las intercalaciones arcillosas, se advirtió en la mina salina de Avansk.

Durante la construcción y explotación de reservorios subterráneos se debe tener en cuenta la posibilidad de desarrollo del proceso de extrusión de las intercalaciones arcillosas al interior del reservorio.

Invocando al proceso de deformación de los medios de estratificación heterogénea se puede señalar que las propiedades de las rocas, las tensiones y el carácter de deformación son determinantes. La extrusión de las intercalaciones arcillosas al interior del reservorio, determinada por las particularidades estructurales-mecánicas del piso principal geológico de rocas, tiene lugar cuando esta roca pasa del estado elastoplástico a la de flujo viscoplástico (según los resultados de las mediciones naturales en la mina salina de Avansk la velocidad de extrusión es aproximadamente constante).

Al resolver el problema de la deformabilidad de las rocas en los alrededores de una construcción, levantada en un medio estratiforme que se caracteriza por la existencia de intercalaciones arcillosas (medio monofásico), se puede hacer uso de la suposición respecto al hecho de que el flujo de la capa arcillosa se somete a la ley de Bingham—Shvedov. La solución permite determinar la velocidad de desplazamiento de las rocas arcillosas en los límites de la capa y la magnitud de la variación del volumen de la excavación.

Para el caso de saturación total con agua de las intercalaciones arcillosas (medio bifásico) es racional efectuar el pronóstico de la deformación sobre la base de la teoría de la consolidación por filtración, utilizando la solución obtenida por Yu. K. Zaretski [21] del problema respecto al estado tensional del cilindro hueco de tierra con paredes gruesas durante la deformación plana axial simétrica y la consideración ulterior de la fluencia plástica del esqueleto mineral de la roca arcillosa.

Cuarta parte

PREDICCIÓN DE LAS CONDICIONES INGENIERO-GEOLÓGICAS DE LOS YACIMIENTOS DE MINERALES

CAPITULO 18

Fundamentos de la predicción ingeniero-geológica

§ 1. Estudio de las particularidades ingeniero-geológicas del yacimiento durante su prospección, proyección y explotación de la instalación minera

Para el proceso de la prospección geológica son típicas las fases siguientes: los trabajos de levantamiento geológico, los trabajos de prospección (prospección previa y prospección detallada), que se realizan por las organizaciones especializadas en prospecciones geológicas, y la prospección de explotación, que se realiza con las fuerzas de la empresa minera.

Generalmente, la proyección de la instalación minera se efectúa en tres etapas: 1) elaboración de la argumentación técnico-económica (ATE) o del informe técnico-económico (ITE); 2) elaboración del proyecto técnico y 3) preparación de los dibujos de ejecución.

La prospección del yacimiento y la proyección de la instalación minera se encuentran en una interconexión determinada.

Sobre la base de los resultados de la prospección preliminar se elaboran las condiciones para la materia prima mineral [1]).

Según los resultados de la prospección detallada se elaboran las condiciones constantes, que deben asegurar una apreciación geólogo-económica correcta de las reservas de materias primas minerales en el subsuelo durante el cálculo y aprobación de éstas. Además, las condiciones constantes se utilizan durante la confección de los proyectos para las empresas mineras y transformadoras, la planificación y realización de los trabajos de explotación de minas y resolución de los problemas relacionados con la protección de los subsuelos.

[1]) Las condiciones para la materia prima mineral es el conjunto de exigencias respecto a la calidad de los minerales útiles en los subsuelos, condiciones minero-geológicas y otras condiciones de excavación, la observación de las cuales, al contornar y calcular las reservas, permite dividir correctamente á éstas de acuerdo a su importancia económica en reservas de balance y reservas fuera de balance.

Al elaborar las condiciones se tienen en cuenta las condiciones técnico-mineras, hidrogeológicas e ingeniero-geológicas del yacimiento, sobre cuya base se determinan los procedimientos de excavación. El estudio ingeniero-geológico del yacimiento es una parte integrante del proceso de prospección geológica. Se conoce una serie de trabajos en los que se da una apreciación de las condiciones hidrogeológicas e ingeniero-geológicas de la construcción y explotación de las instalaciones mineras.

N. I. Plótnikov [46] divide los yacimientos metalíferos en cuatro grupos según el grado de complejidad de las condiciones hidrogeológicas e ingeniero-geológicas de su excavación a cielo abierto: simples, difíciles, muy difíciles y singularmente difíciles. Al primer grupo se atribuyen los yacimientos para los cuales son características las condiciones litológicas, hidrogeológicas e ingeniero-geológicas favorables. Por eso los yacimientos de este grupo no requieren medidas especiales para su excavación a cielo abierto, aparte del aislamiento de las aguas pluviales. Al segundo grupo pertenecen los yacimientos que tienen condiciones litológicas, hidrogeológicas e ingeniero-geológicas desfavorables. Al asimilar industrialmente semejantes yacimientos mediante los trabajos a cielo abierto se requieren medidas especiales para proteger el campo de explotación a cielo abierto contra la inundación y asegurar la estabilidad de los bordes de la cantera. En el tercer grupo se incluyen los yacimientos que se caracterizan por ser en ellos las condiciones hidrogeológicas muy difíciles y ser relativamente simples las condiciones ingeniero-geológicas. Para la excavación industrial de los yacimientos metalíferos de este grupo a cielo abierto se requiere en muchos casos desecar previamente el campo de explotación, y para la explotación de dichos yacimientos se requiere un abatimiento constante de la capa acuífera y el aislamiento total de las aguas superficiales. En el cuarto grupo entran los yacimientos con condiciones hidrogeológicas e ingeniero-geológicas singularmente difíciles. Para semejantes yacimientos es necesario un complejo de medidas para la desecación preliminar del campo de explotación a cielo abierto y para la reducción del empuje de las aguas subterráneas.

En la tabla 45 se expone la tipificación de los yacimientos de minerales útiles duros según la complicación de las condiciones ingeniero-geológicas de su excavación [25].

Los índices de clasificación para atribuir los yacimientos a uno u otro grupo son:

— la escala de los fenómenos ingeniero-geológicos que pueden surgir durante el proceso de excavación de estos yacimientos;

— la necesidad de realizar medidas protectoras dirigidas a elevar la estabilidad de las rocas.

A los yacimientos con condiciones ingeniero-geológicas simples se atribuyen los yacimientos o los tramos de éstos cuya excavación a cielo abierto o por labores subterráneas no conduce al desarrollo

Tabla 45

TIPIFICACION DE LOS YACIMIENTOS DE MINERALES DUROS SEGUN LA COMPLICACION DE LAS CONDICIONES INGENIERO-GEOLOGICAS DE SU EXCAVACION

Categorías de complicación de las condiciones ingeniero-geológicas	Característica de las particularidades de excavación de los yacimientos o de los tramos de éstos	Yacimientos, fijados a las diferentes rocas		
		Tipo 1. Principalmente incoherentes (de arena, grava y otras) o coherentes (de arcilla) o su interestratificación	Tipo 2. Principalmente semifirmes	Tipo 3. Firmes
a. Simples	La excavación no provocará el desarrollo de fenómenos ingeniero-geológicos en dimensiones que complican los trabajos de minería. Para la ejecución de los trabajos de minería no se requiere la realización previa de medidas protectoras	Tipo 1a. Incoherentes no inundados o coherentes duros plásticos, que yacen a profundidades pequeñas (generalmente por encima de la base local de erosión)	Tipo 2a. Semifirmes, de dislocación débil y meteorización débil, inundación débil	Tipo 3a. Rocas macizas de débil dislocación y débil meteorización
b. De complicación media	Durante la excavación surgirán fenómenos ingeniero-geológicos que complican los trabajos de minería. Para la ejecución de éstos se requieren medidas dirigidas a la elevación de la estabilidad de la rocas (por ejemplo, la desecación previa de las rocas, entibación reforzada y otras). No obstante, la realización de semejantes medidas es posible sin complicaciones singulares, determinadas por las condiciones geológicas e hidrogeológicas	Tipo 1b. Incoherentes y coherentes inundados. Las magnitudes de los empujes hidrostáticos no excede de 100 m. Las rocas incoherentes tienen capacidad satisfactoria de devolución del agua y permeabilidad a ésta (el coeficiente de filtración es mayor de 1,0 m/día), lo que permite desecarlas en plazos relativamente cortos	Tipo 2b. Semifirmes dislocadas, debilitadas por la fisuración, meteorización o por las intercalaciones de rocas de poca resistencia. Rocas semifirmes con carso. Estructura de dos pisos, el piso superior se compone de una pila de rocas estratificadas incoherentes y coherentes inundadas, y el piso inferior de rocas semifirmes dislocadas	Tipo 3b. Firmes dislocadas, fisuradas, existen zonas de trituración y meteorización. Atacadas fuertemente por el carso. Las cavidades del carso contienen una materia de relleno mullida. Estructura de dos pisos, el piso superior está constituido por una pila de rocas estratificadas incoherentes y coherentes inundadas, y el piso inferior es de rocas firmes dislocadas

Continuación de la tabla 45

Categorías de complicación de las condiciones ingeniero-geológicas	Característica de las particularidades de excavación de los yacimientos o de los tramos de éstos	Yacimientos, fijados a las diferentes rocas		
		Tipo 1. Principalmente incoherentes (de arena, grava y otros) o coherentes (de arcilla) o su interestratificación	Tipo 2. Principalmente semifirmes	Tipo 3. Firmes
c. Complicados	Durante la excavación surgirán fenómenos ingeniero-geológicos intensos, debido a lo cual se requiere realizar grandes medidas protectoras (por ejemplo, de desecación, evacuación de las aguas superficiales y otras). La realización de estas medidas puede estar dificultada por las propiedades desfavorables de las rocas (devolución débil del agua, fuerte trastorno tectónico y otras), gran profundidad u otras condiciones difíciles de su yacimiento	Tipo 1c. Rocas incoherentes inundadas de gran potencia, que a veces están interestratificadas con las coherentes. Las magnitudes de los empujes hidrostáticos excede de 100 m. Las rocas tienen propiedades ingeniero-geológicas o condiciones de yacimiento particularmente desfavorables (frecuente variación facial, existencia de rocas coherentes de consistencia fluida o plasticidad blanda y otras). Las medidas de desecación están dificultadas debido a la debil capacidad de devolución del agua de las rocas	Tipo 2c. Igual que el 2b, pero yacen a grandes profundidades. Estructura de dos pisos, el piso superior está compuesto de pilas potentes de rocas inundadas de diversa composición, y el inferior de rocas semifirmes de dislocación complicada	Tipo 3c. Igual que el 3b, pero yacen a grandes profundidades. Estructura de dos pisos: el piso superior está compuesto de pilas potentes inundadas de diversa composición, y el inferior de rocas firmes de dislocación complicada

de fenómenos ingeniero-geológicos en dimensiones que complican la explotación.

A los yacimientos con condiciones de complicación media pertenecen los yacimientos o los tramos de éstos cuya excavación por labores subterráneas o a cielo abierto puede conducir al surgimiento de fenómenos ingeniero-geológicos que complican la explotación. Para la ejecución de los trabajos de minería se requiere realizar medidas dirigidas a elevar la estabilidad de las rocas y, en particular, su previa desecación.

A los yacimientos con condiciones ingeniero-geológicas complicadas pertenecen los yacimientos o los tramos de éstos para cuya excavación por labores subterráneas o a cielo abierto se requiere emplear métodos especiales de perforación y la realización previa de medidas protectoras, siendo así que su ejecución está dificultada por las propiedades singularmente desfavorables de las rocas, por las condiciones complejas de su yacimiento, así como también por las condiciones hidrogeológicas.

G. L. Fisenko [60] propuso una clasificación de los complejos ingeniero-geológicos según las condiciones de estabilidad de los bordes de las canteras. En la base de esta clasificación se ponen las propiedades físico-mecánicas de las rocas y las singularidades litológico-estructurales de los complejos. Según el grado de rigidez de las rocas los complejos ingeniero-geológicos se dividen en tres grupos: al primero de ellos se atribuyen los complejos de rocas duras con resistencia mecánica a la compresión en la muestra $\sigma_c > 800 \cdot 10^5$ Pa; en el segundo grupo entran los complejos cambiados de las rocas duras y semiduras con resistencia mecánica a la compresión en la muestra $\sigma_c = (80 \ldots 800) \cdot 10^5$ Pa; en el tercer grupo se incluyen los complejos de rocas débiles con resistencia mecánica a la compresión en la muestra $\sigma_c < 80 \cdot 10^5$ Pa.

Según el grado de complejidad de las condiciones de yacimiento cada grupo de complejos se divide en tres subgrupos: 1-er subgrupo de condiciones simples; 2° subgrupo de condiciones de complejidad media; 3-er subgrupo de condiciones difíciles.

Teniendo en cuenta esta clasificación se dan recomendaciones respecto al volumen de las prospecciones ingeniero-geológicas.

Los trabajos ingeniero-geológicos durante la prospección de los yacimientos incluyen las siguientes etapas:

1. Trabajos de preparación:

a) recogida y análisis de los materiales de fondo y literarios, asimismo como los datos respecto a la experiencia de explotación de las minas y canteras, si es que tales existen en la región;

b) composición de la parte ingeniero-geológica del proyecto de prospección del yacimiento.

2. Trabajos de campo:

a) levantamiento ingeniero-geológico o exploración ingeniero-geológica de la región;

b) exploración ingeniero-geológica de las minas y canteras que funcionan (objetos análogos);

c) perforación de los pozos ingeniero-geológicos y excavación de las galerías de prospección de rocas;

d) documentación ingeniero-geológica de los pozos y galerías;

e) estudio de las propiedades de las rocas con métodos de campo;

f) toma de muestras de rocas y de agua;

g) investigaciones geofísicas de las particularidades estructurales del macizo de rocas y otras.

3. Investigaciones de laboratorio de la composición y propiedades de las rocas.

4. Interpretación en el laboratorio de los datos y composición del informe.

Para reducir los gastos generales de prospección del yacimiento durante los trabajos ingeniero-geológicos se deben utilizar en máximo grado los pozos y galerías de exploración destinados para revelar y apreciar las reservas minerales.

Como resultado de la ejecución de los trabajos ingeniero-geológicos en las etapas de la prospección de búsqueda y en la etapa detallada se deben obtener los datos:

— respecto a las particularidades estructurales del macizo de rocas (trastorno tectónico, estratificación, fisuración, etc.);

— respecto a las propiedades físico-mecánicas del mineral útil y de las rocas encajantes;

— respecto a las regularidades principales de la extensión de la pila de rocas de congelación añosa (si existen tales) y su característica;

— respecto a los procesos geológicos y fenómenos que pueden complicar la excavación del yacimiento.

En las condiciones singularmente complicadas, al explorar el yacimiento, se debe realizar un estudio ingeniero-geológico e hidrogeológico especial del yacimiento.

§ 2. Objetivos y problemas de la predicción

Existen dos tipos de predicciones ingeniero-geológicas de las condiciones de excavación de los yacimientos: regionales y locales.

Las predicciones del primer tipo se realizan para la cuenca o grupo de yacimientos y tienen por objetivo establecer el carácter general de la distribución de los factores geológicos e hidrogeológicos. Para la predicción se elabora un completo de mapas y secciones de la división ingeniero-geológica en regiones en la escala desde 1 : 500 000 hasta 1 : 25 000. Con ayuda de estos mapas y secciones se revelan las regiones con combinación de los factores más favorables y desfavorables, se realiza la argumentación de las tendencias principales en el estudio ingeniero-geológico de la región dada.

Las predicciones del segundo tipo se efectúan para el yacimiento en conjunto y (si es necesario) para los tramos aislados de éste.

El objetivo de las predicciones locales es el revelar las regularidades de la variación de los factores geológicos e hidrogeológicos en el yacimiento. Para ello se levantan planos y secciones ingeniero-geológicas en escala de 1 : 100 000—1 : 1000. Sobre la base de estos planos y secciones se revelan los tramos con diferentes condiciones de destape y explotación del yacimiento, se hacen pronósticos de los posibles focos de deformación y se resuelve la cuestión respecto a la necesidad y oportunidad de efectuar investigaciones ingeniero-geológicas complementarias. Como es natural, las predicciones locales se basan en las regionales, completando y detallando a éstas.

El objetivo final de la predicción es obtener información argumentada científicamente que permita tomar tales decisiones respecto al procedimiento de destape, sistema de excavación y respecto a los tipos fundamentales de equipos de minas y transporte que pueden asegurar un precio de coste mínimo de extracción de 1 t de mineral y una máxima seguridad de ejecución de los trabajos de mina.

En el problema de predicción entra la apreciación de:

— las condiciones naturales en las que se construirá y se explotará la empresa minera;

— las variaciones de estas condiciones en el proceso de asimilación del yacimiento;

— la necesidad de realizar medidas protectoras de ingeniería.

La solución de estos problemas se debe basar en determinadas tesis teóricas y metódicas.

La teoría de la predicción de las condiciones ingeniero-geológicas del yacimiento es un sistema de ideas básicas en la esfera de la geología aplicada a la ingeniería, hidrogeología, geofísica, matemática, geomecánica y minería, que permiten argumentar en cada etapa de asimilación del yacimiento con un grado dado de exactitud la apreciación cuantitativa y cualitativa de la constitución, propiedades y estado del macizo de rocas y los procesos y fenómenos que se esperan, con el fin de tomar soluciones óptimas en lo que se refiere a la prospección del yacimiento, proyección, construcción y explotación de la empresa minera.

Por consiguiente, la predicción debe estar coordinada estrechamente con los trabajos de mina. Al mismo tiempo esta coordinación no cierra el proceso de predicción, sino determina la tendencia y el volumen de información que es menester reunir durante el estudio ingeniero-geológico del yacimiento.

Como es natural, esta información se diferenciará por su volumen y exactitud en dependencia de la etapa de asimilación del yacimiento.

En el aspecto metodológico la predicción se basa en los siguientes cinco principios: continuidad; selectivo-informativo; genético; geólogo-estructural; tecnológico, o principio de enlace inverso.

El principio de cotinuidad consiste en que la predicción se realiza en todas las etapas de asimilación del yacimiento, incluyendo su prospección, proyección, construcción y explotación de la empresa

Tabla 46

CONTENIDO DE LA INFORMACION INGENIERO-GEOLOGICA EN LAS DIVERSAS ETAPAS DE ASIMILACION DEL YACIMIENTO

Etapa de predicción		Forma de utilizar los resultados de la predicción
Antes de comenzar el proyecto de la empresa minera	Prospección preliminar	Recomendaciones para la elaboración del proyecto del estudio ingeniero-geológico del yacimiento en la etapa de la prospección detallada. Datos ingeniero-geológicos iniciales para estudiar a fondo ampliamente las soluciones tecnológicas al elaborar el proyecto de condiciones temporales
	Prospección detallada	Datos ingeniero-geológicos iniciales para la elaboración de las condiciones regulares y del proyecto técnico de la empresa minera. Pronóstico preliminar de los procesos ingeniero-geológicos y de los fenómenos en el macizo de rocas
En el período de la proyección de la empresa minera	Exploraciones ingeniero-geológicas	Precisión de las condiciones ingeniero-geológicas de los solares para la edificación de las unidades de construcción de la empresa minera en la etapa de elaboración del proyecto de trabajo
	Investigaciones ingeniero-geológicas	Precisión de las condiciones ingeniero-geológicas de los solares para la edificación de la unidad de construcción de la empresa minera en el proceso de su erección
En el período de la construcción de la empresa	Exploraciones ingeniero-geológicas	Precisión de las condiciones ingeniero-geológicas de los solares para la edificación de la unidad de construcción de la empresa minera en el proceso de su erección
	Investigaciones ingeniero-geológicas	Apreciación de los resultados de la predicción preliminar de las particularidades ingeniero-geológicas del destape del yacimiento. Precisión de las soluciones del proyecto. Pronóstico de las condiciones ingeniero-geológicas de explotación del yacimiento
En el período de explotación del yacimiento	Exploraciones ingeniero-geológicas	Datos ingeniero-geológicos iniciales para la argumentación de la reconstrucción o ampliación de la empresa minera
	Prospección de explotación	Precisión de las particularidades ingeniero-geológicas de la explotación del yacimiento para argumentar (o corregir) las soluciones técnicas expeditivas

Continuación de la tabla 46

Etapa de predicción		Forma de utilizar los resultados de la predicción
	Investigaciones ingeniero-geológicas	Apreciación de los resultados del pronóstico de las condiciones ingeniero-geológicas de la explotación del yacimiento. Estudio de las regularidades de la variación de las condiciones ingeniero-geológicas bajo la influencia de los factores tecnológicos. Argumentación (o corrección) de las soluciones técnicas expenditivas

minera. Además, la información obtenida en las etapas tempranas en lo sucesivo se precisa, se corrige y se detalla.

En la tabla 46 se exponen las recomendaciones respecto al contenido general de la información ingeniero-geológica y formas de su empleo ulterior en las diversas etapas de asimilación del yacimiento.

La esencia del principio selectivo-informativo consiste en el hecho de que entre el número total de índices que caracterizan la composición, la estructura, las propiedades, el estado del macizo de rocas, los procesos y fenómenos, solamente están sujetos al estudio y predicción aquellos índices la información sobre los cuales es necesaria para tomar resoluciones sobre problemas tecnológicos concretos en la etapa dada de asimilación del yacimiento.

Con este fin se recomienda construir previamente el modelo que refleje la vinculación de las soluciones tecnológicas y el suministro informativo.

De acuerdo con **el principio genético** la calidad de la roca, que se expresa mediante su composición, estructura, estado y propiedad, se engendra en el proceso de la génesis de la roca y sufre variaciones durante toda su vida geológica.

Según **el principio geólogo-estructural** se supone que el estado de tensión-deformación y las propiedades del macizo de rocas queda determinado por su estructura, condiciones de yacimiento y propiedades de las rocas en la muestra [42, 53].

El principio tecnológico (de enlaces inversos) consiste en que la tecnología de los trabajos de mina, determinada por las condiciones ingeniero-geológicas del yacimiento, influye considerablemente sobre estas condiciones, variándolas durante el proceso de excavación del yacimiento.

Por ejemplo, las características cuantitativas de las propiedades del macizo se someten a variaciones considerables a cuenta de la descarga del macizo, desecación de ésta y demás factores que acompañan a la ejecución de las excavaciones mineras. Estas variaciones, en cierta medida, pueden ser reveladas mediante el ensayo de las muestras tomadas al transcurrir un intervalo de tiempo grande en unos mismos tramos del yacimiento.

§ 3. Métodos de las predicciones ingeniero-geológicas

El objetivo principal de las investigaciones ingeniero-geológicas en la minería consiste en pronosticar los fenómenos ingeniero-geológicos y elaborar recomendaciones para su prevención.

A los métodos principales de predicción de los fenómenos minero-geológicos pertenecen [23]: 1) el método de analogía; 2) el método de apreciación de los factores influyentes; 3) el método analítico; 4) el método de simulación.

El método de analogía consiste en utilizar los conocimientos ingeniero-geológicos respecto a un yacimiento estudiado detalladamente para pronosticar los fenómenos minero-geológicos en otro yacimiento nuevo, que tiene condiciones geológicas, hidrogeológicas y minero-técnicas parecidas.

El método de analogía da resultados más satisfactorios (fidedignos) durante los trabajos de explotación de minas y durante la exploración de un yacimiento una parte del cual ya se explotó. En casos aislados resulta tener éxito la extrapolación de los índices del estado y propiedades del macizo de rocas a otros tramos no estudiados, hecho que también puede ser referido a uno de los procedimientos o variedades del método de analogía.

El método de apreciación de los factores influyentes consiste en revelar y apreciar el posible carácter y el grado de influencia de los diversos factores naturales y tecnológicos sobre el desarrollo del proceso y sobre los fenómenos minero-geológicos que corresponden a éste.

Como regla, en cada caso concreto se escoge el complejo de factores influyentes que es típico para las condiciones dadas. Sin embargo, en esta enumeración figuran muy frecuentemente factores tales como son la estructura y la tectónica del tramo, la composición litológica y petrográfica del macizo de rocas, las características de deformación-resistencia de las rocas, las magnitudes y el carácter de la distribución de las tensiones en el macizo, el grado de inundación de las rocas, la profundidad de los trabajos de minería, el procedimiento de excavación del yacimiento (a cielo abierto, subterráneo y otros), la variación artificial del estado y de las propiedades de las rocas (desecación, congelación, consolidación química, etc.).

Los métodos analíticos obtuvieron amplio desarrollo en las últimas dos-tres décadas. Estos consisten en obtener, mediante el cálculo, los parámetros que caracterizan el fenómeno minero-geológico. Los métodos analíticos existentes, en su inmensa mayoría, se basan en las tésis básicas de la mecánica de los medios continuos deformables y permiten dar una apreciación cuantitativa a los fenómenos minero-geológicos. Por ejemplo, mediante el cálculo se pueden obtener las magnitudes de las deformaciones de la superficie terrestre al efectuar trabajos subterráneos de evacuación o al abatir profundamente la capa acuífera, se pueden determinar las dimensiones de los

pilares de apoyo, los parámetros estables de las galerías, pronosticar la deformación de las rocas con el tiempo y otros.

No obstante, se debe recordar que el modelo mecánico-matemático, que es la base de cualquier método de cálculo, refleja muy aproximadamente las condiciones reales del fenómeno minero-geológico, lo que influye sobre la precisión y grado de seguridad de los resultados obtenidos. Debido a esto no siempre se puede hacer uso del método analítico, a pesar de su simpleza y operatividad.

El método de simulación consiste en elegir y crear un modelo físico o matemático con parámetros fijos y ajustables, que refleja con la precisión dada los fenómenos minero-geológicos reales y sus condiciones. Existen algunas variedades de modelos: de materiales equivalentes, de materiales activos ópticamente, eléctricos (de analogías electro-hidrodinámicas, electrolíticas), matemáticos (en máquinas calculadoras electrónicas de rejilla o digitales).

CAPITULO 19

Cálculos de predicción durante la excavación a cielo abierto de los yacimintos de minerales

§ 1. Métodos de ingeniería para el cálculo de la estabilidad de los taludes de las canteras

Para la apreciación cuantitativa de la estabilidad de los taludes de las canteras se utiliza el coeficiente de seguridad, es decir, la relación entre la suma de todas las fuerzas que mantienen el talud y la suma de todas las fuerzas que desplazan a éste:

$$\eta = \frac{\operatorname{tg}\varphi \sum N + cL + A}{\sum T + B}, \qquad \text{(IV.1)}$$

donde $\operatorname{tg}\varphi \sum N + cL$ es la suma de las fuerzas de rozamiento y cohesión que actúan sobre la superficie de deslizamiento cuya longitud es L;

A, las otras fuerzas que mantienen el talud;

$\sum T$, la suma de las fuerzas tangentes desplazadoras, determinadas por la masa de las rocas, que actúan por la superficie de cálculo;

B, las otras fuerzas que desplazan el talud.

Si por la superficie más débil actúan sólo fuerzas determinadas por la masa de las rocas resulta ser que el equilibrio estable por la superficie con coeficiente de seguridad η puede considerarse como

equilibrio límite con nuevas características de resistencia de las rocas, menores que las características iniciales en η veces.

La magnitud del coeficiente de seguridad de la estabilidad de los taludes se toma en dependencia de los factores siguientes: grado de autenticidad de las características físico-mecánicas iniciales y de la variación de éstas con el transcurso del tiempo como resultado de la fluencia plástica, meteorización e hinchazón; grado de exploración geológica e hidrogeológica; tiempo de permanencia de los taludes; errores debidos a los métodos de cálculo; influjo de las cargas dinámicas.

Generalmente η se toma ser igual desde 1,2 . . . 1,3 (para los cálculos de la estabilidad general de los bordes o de las gradas aisladas de trabajo y escombreras) hasta 1,5 . . . 2 (para las gradas aisladas inútiles).

El objetivo final de los cálculos de estabilidad es la elección de contornos de taludes estables y económicos (en lo que se refiere al volumen de los trabajos de mina). Se distinguen los contornos de taludes de perfil convexo, plano y cóncavo. El levantamiento de los taludes convexos de los bordes, que en el aspecto económico son de mayor efectividad, es posible al aumentar la resistencia de las rocas con la profundidad, excluyendo tal posibilidad de levantamiento si en la parte inferior existen arcillas de intensa deformabilidad y arenas inundadas.

Los cálculos de la estabilidad de los taludes se basan en la teoría del equilibrio límite del denominado ambiente incoherente, es decir, del ambiente idealizado, que no permite grandes tensiones de tracción (igual que las rocas). Con esto, la ausencia de fuerzas cohesivas ($c = 0$) se considera como un caso particular (es decir, generalmente se toma $c > 0$).

Entre los métodos que actualmente se conocen de cálculo de los taludes compuestos de rocas homogéneas el más argumentado en el aspecto matemático se considera el método del estado de tensión límite, elaborado por V. V. Sokolovski y S. S. Golushkevich. Con ayuda de este método se resuelven los problemas en los que la condición de equilibrio límite se verifica en todo punto de la zona que se estudia.

La esencia del método consiste en la determinación sucesiva de las coordenadas de los puntos de intersección de dos familias de superficies de deslizamiento, siendo así que a su vez también se determinan las coordenadas de los puntos de la superficie del talud. Si está dada la superficie del talud entonces, mediante el cálculo, se determina la carga distribuida en la área horizontal contigua al talud, con la que éste se encontrará en estado de tensión límite.

La determinación de la configuración de las zonas de estado de tensión mínimo y máximo, que respectivamente se denominan zonas de asentamiento y levantamiento, es un elemento importante en la solución del problema plano del estado de tensión límite del medio incoherente.

La zona de asentamiento es la parte del macizo deformable por cuya superficie está distribuida la carga activa de intensidad q, que provoca la aparición de áreas de deslizamiento y el desplazamiento de toda la zona en la dirección de la acción de esta carga.

La zona de levantamiento es la parte del macizo deformable que es contigua a la superficie desnuda y que se somete a un levantamiento bajo la acción de la presión por la parte de la región de

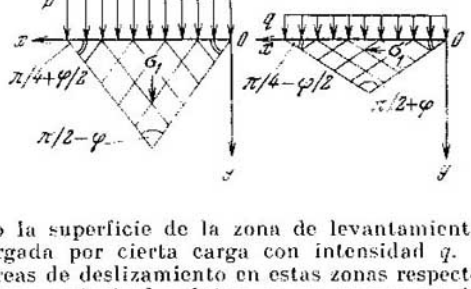


Fig. 67. Redes de líneas de deslizamiento: a — en el prisma de asentamiento; b — en el prisma de levantamiento

levantamiento; con esto la superficie de la zona de levantamiento puede estar libre o cargada por cierta carga con intensidad q.

La posición de las áreas de deslizamiento en estas zonas respecto a la dirección del esfuerzo principal máximo σ_1 se expone en la fig. 67.

El estado de tensión límite en las zonas de asentamiento y levantamiento surge con la magnitud mínima de σ_1, que es igual a la resistencia de la roca a la compresión uniaxial:

$$\sigma_1 = \sigma_c = 2c \operatorname{ctg} (45^\circ - \varphi/2), \qquad \text{(IV.2)}$$

donde c y φ, respectivamente, son la coherencia y el ángulo de rozamiento interno de la roca.

Por la superficie de la zona de asentamiento semejante magnitud de σ_1 se crea por la capa elástica de rocas con potencia vertical

$$H_{90} = \frac{\sigma_c}{\gamma}, \qquad \text{(IV.3)}$$

donde γ es la masa volumétrica de las rocas.

La fórmula (IV.3) es análoga a la fórmula (III.12) y se emplea para determinar la altura máxima de los afloramientos verticales de las rocas en los taludes.

Las imperfecciones fundamentales de los métodos del estado de tensión límite son su inutilidad para las condiciones de medios estratificados anisótropos y el rebajamiento de los ángulos de los taludes.

Para los cálculos prácticos se emplean los métodos de ingeniería, basados en el establecimiento de las condiciones de equilibrio límite por las superficies de deslizamiento, cuya posición se determina mediante aproximaciones sucesivas.

Al número de los métodos de ingeniería pertenecen los métodos de sumación algebraica de las fuerzas por las superficies curvilíneas redondo-cilíndricas y monótonas del polígono de fuerzas. Se emplean también la combinación de estos métodos con los métodos del estado de tensión límite.

Los métodos de ingeniería enumerados fueron perfeccionados por G. L. Fisenko, el cual elaboró esquemas de cálculo con arreglo a las diversas condiciones minerogeológicas.

Sobre la suposición de una superficie redondo-cilíndrica de deslizamiento está basado un grupo de métodos (de Fellenius, Cray, Terzaghi). Se admite que el macizo limitado por la superficie de deslizamiento representa en sí una "cuña rígida", y el desplazamiento que se espera del macizo se considera como la rotación de la "cuña rígida" alrededor de un eje paralelo al talud y que sirve de eje al cilindro circular. En el problema plano la superficie redondo-cilíndrica de deslizamiento se convierte en un arco, y el eje de esta superficie se convierte en un punto. En los métodos de la superficie redondo-cilíndrica solamente se satisface una condición de la estática, que es la igualdad a cero de los momentos, mientras que la condición de la igualdad a cero de las proyecciones de las fuerzas sobre los ejes de las coordenadas no se satisface, hecho que es una imperfección importante de este método. La posibilidad de efectuar una adición algebraica muy simple de las fuerzas de desplazamiento y de retención, que surgen en la base de todo bloque elemental de roca, es un rasgo positivo del método dado. Cuando en el macizo del talud no existen superficies de debilitamiento de incidencia armónica hacia el lado de la cantera el método de la superficie redondo-cilíndrica da una exactitud de cálculo suficiente.

La posición de la superficie de deslizamiento en el talud se determina mediante la selección. Así, para hallar la posición de esta superficie por el procedimiento de Fellenius es menester realizar desde tres hasta cinco construcciones, siendo así que, frecuentemente, las superficies construidas de este modo no son las más débiles.

La superficie de deslizamiento en el macizo homogéneo de un talud plano se halla de manera más simple y rápida por el procedimiento de G. L. Fisenko, elaborado sobre la base de la teoría del equilibrio límite del medio incoherente (fig. 68). Las áreas de resbalamiento se construyen comenzando desde la profundidad H_{90}. Para la construcción de la línea de deslizamiento de acuerdo con el esquema de la fig. 68, a través del punto en el talud, trazamos una circunferencia que corta el talud bajo un ángulo de $(45° - \varphi/2)$ y la línea BC bajo un ángulo igual a $(90° - \varphi)$. Desde el talud se traza la línea MK bajo un ángulo de $(45° - \varphi/2)$ respecto al talud. En el punto de intersección del talud la línea MK debe ser tangente al círculo. La otra tangente será paralela. Los segmentos de las tangentes que se intersecan, y que están comprendidos entre las líneas AM y BC, deben ser iguales. En las líneas MK y DC, desde los puntos M y C, separamos dos segmentos iguales $MP = CL$

y $MN = CF$ y, por sus extremos, trazamos líneas paralelas a AM y BC, hasta su intersección mutua en los puntos F y E. La línea EF será el lugar geométrico de los puntos tangentes a las circunferencias que cortan la línea AM bajo el ángulo $(45° - \varphi/2)$ y la línea BC bajo el ángulo $(90° - \varphi)$. Prolongamos EF hasta su intersección con MK en el punto O, que precisamente será el punto de intersección de las tangentes con la circunferencia que se busca. A través de O trazamos la línea OU, paralela a DC. Desde los puntos M y U levantamos perpendiculares a las tangentes hasta su intersección mutua en el punto O_1, que es el centro de la circunferencia que buscamos. A continuación realizamos la sumación de las fuerzas por la superficie curvilínea encontrada (fórmula IV.1).

En el talud de forma convexa las superficies de deslizamiento también comienzan a la profundidad H_{90} respecto a la superficie

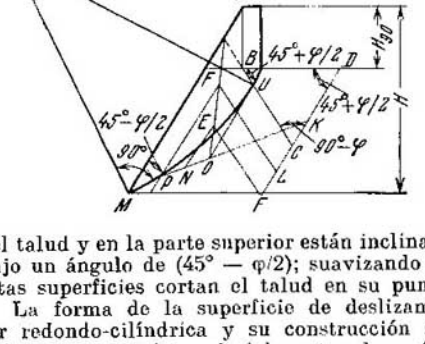


Fig. 68. Construcción de la superficie de deslizamiento (según el procedimiento de G. L. Fisenko) en el macizo homogéneo de un talud plano

del talud y en la parte superior están inclinadas respecto a la vertical bajo un ángulo de $(45° - \varphi/2)$; suavizando gradualmente su declive estas superficies cortan el talud en su punto inferior.

La forma de la superficie de deslizamiento se puede admitir ser redondo-cilíndrica y su construcción se puede efectuar en el orden siguiente. A través del punto a la profundidad H_{90} de la superficie del talud se traza un segmento, inclinado respecto a la vertical bajo un ángulo de $(45° - \varphi/2)$ y tangente en este punto a la superficie de deslizamiento. El segundo punto de la circunferencia, una parte de la cual es la superficie de deslizamiento, será el punto inferior del talud. Los dos puntos de la circunferencia y la dirección de la tangente a ésta en uno de los puntos permite construir la circunferencia. Para ello los puntos se unen con una cuerda y en ésta, como base, se construye un triángulo isósceles, un lado del cual debe ser perpendicular a la tangente. El vértice del triángulo es el centro de la circunferencia que se busca.

A las insuficiencias del método de la superficie redondo-cilíndrica de deslizamiento y de la adición algebraica de las fuerzas por la superficie curvilínea monótona se pueden atribuir la reducción de las magnitudes de las tensiones normales en la zona del prisma de

presión activa y su aumento en la zona del prisma de apoyo, que es el resultado de que no se tienen en cuenta las reacciones entre los bloques contiguos. No obstante, como estableció G. L. Fisenko, la suma de las tensiones normales por toda la superficie de deslizamiento en las rocas homogéneas durante los cálculos por estos métodos y por el método del estado de tensión límite se distinguen en magnitudes que no superan las precisiones de los cálculos.

El método más universal y, al mismo tiempo, fundamentado matemáticamente, es el método del *polígono* de fuerzas, que se emplea tanto en la práctica nacional como en la internacional.

En este método se utilizan las fuerzas concentradas, que actúan sobre las áreas que delimitan los bloques contiguos del macizo comprendido entre la línea de deslizamiento y el contorno del talud. Cuando la orientación de las áreas que delimitan los bloques contiguos y las reacciones entre éstos es correcta la precisión del método del polígono de fuerzas no se diferencia de la precisión del método del estado de tensión límite. El método del polígono de fuerzas permite efectuar cálculos de la estabilidad de los taludes tanto en las rocas homogéneas como en las rocas estratificadas y fisuradas para cualquier forma de la superficie de deslizamiento. De tal modo, las posibilidades de utilización de este método para fines de cálculo de la estabilidad de los taludes, prácticamente, son ilimitadas.

Cuando en el macizo de rocas no existen superficies de debilitamiento (horizontales o incidentes hacia el lado de la excavación) la superficie de deslizamiento se toma como redondo-cilíndrica; para la determinación de la altura límite del talud con magnitudes dadas de las características físico-mecánicas de las rocas se puede utilizar el diagrama (fig. 69), obtenido según [60] los resultados de un gran número de soluciones. Por el eje de las abscisas aquí se trazan los ángulos del talud, y por el eje de las ordenadas se traza su altura. La escala del diagrama se determina por la relación

$$\frac{H_0}{H_{90}} = \frac{1}{M},$$

donde H_0 se toma del diagrama, y H_{90} se calcula por la fórmula:

$$H_{90} = \frac{2c}{12} \operatorname{tg}(45° + \varphi/2). \qquad (IV.4)$$

El orden de cálculo es el siguiente;

1) se determina la magnitud H_{90};

2) en el eje de las abscisas se toma el ángulo dado y, de acuerdo a la ordenada dada, se traza una línea hasta la curva cuyo ángulo de rozamiento interno es el dado; una vez determinada la altura convencional del talud H' ésta se disminuye en la magnitud H_{90}, obteniendo de este modo la altura del talud que se determina;

3) si es menester determinar el ángulo del talud cuando su altura es dada se calcula la altura convencional de éste por la relación

$$H' = \frac{H}{H_{90}},$$

y, para el ángulo de rozamiento interno dado, se halla en el eje de las abscisas el ángulo del talud.

El cálculo de estabilidad o de los ángulos de los taludes de las rocas arcillosas, cargadas por la masa de los equipos, se efectúa para

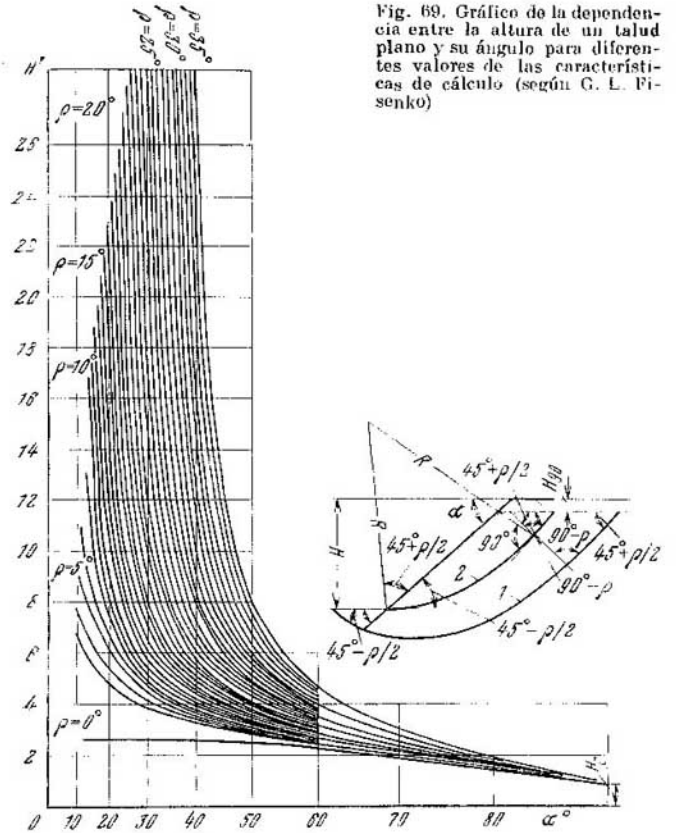


Fig. 69. Gráfico de la dependencia entre la altura de un talud plano y su ángulo para diferentes valores de las características de cálculo (según G. L. Fisenko)

el equilibrio límite por la superficie más débil. En calidad de características de cálculo, además de c, γ, φ se emplea la anchura "b" de la pieza de apoyo de la maquinaria y la masa P, que recae sobre 1 m de longitud de la pieza de apoyo.

Examinaremos la solución del problema plano para el caso cuando el talud cargado debe tener el mismo coeficiente de seguridad que el talud sin carga. En este caso la anchura de la berma de seguridad superará la anchura del prisma del resbalamiento posible del talud cargado, limitado por la posición de la superficie de deslizamiento. El orden de cálculo es el siguiente. En el macizo de la grada se traza una serie de superficies de deslizamiento (fig. 70); en la parte superior estas superficies están inclinadas respecto a la vertical bajo un

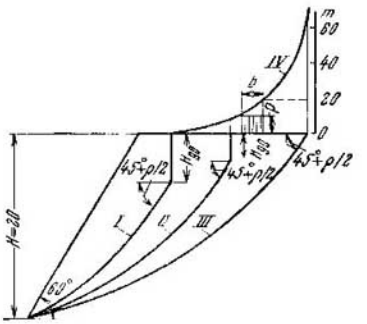


Fig. 70. Esquema para el cálculo simple de las cargas admisibles sobre el talud

ángulo igual a $45° - \varphi/2$; si la presión específica de la maquinaria sobre 1 m² de la pieza de apoyo P/b es mayor que la magnitud σ_0, que se calcula por la fórmula

$$\sigma_0 = 2c \operatorname{tg} (45° - \varphi/2), \qquad \text{(IV.5)}$$

las áreas de resbalamiento surgen directamente debajo de la pieza de apoyo de la maquinaria, si $\frac{P}{b} < \sigma_0$ las áreas de resbalamiento surgen comenzando desde la profundidad

$$H' = \frac{\sigma_0 - \frac{P}{b}}{\gamma},$$

mientras que más arriba se forma una grieta vertical de separación.

En las partes media e inferior las superficies de deslizamiento tienen el aspecto de superficies redondo-cilíndricas o curvilíneas suaves. Para cada una de las superficies de deslizamiento construidas se determina la carga complementaria con la cual se asegura el coeficiente dado de seguridad de la estabilidad

$$\eta = \frac{cL + \operatorname{tg} \varphi \sum N + P \cos \omega \operatorname{tg} \varphi}{\sum T + P \operatorname{sen} \omega}, \qquad \text{(IV.6)}$$

donde P es la carga complementaria permisible de la pieza de apoyo de la maquinaria;

c, φ, las características de cálculo de la rigidez de la roca en la grada;

L, la longitud de la superficie de deslizamiento;

$\sum N$, $\sum T$, la suma de las componentes normales y tangenciales de la masa de los bloques de roca;

ω, el ángulo de inclinación de la superficie de deslizamiento en la parte superior ($\omega = 45° + \varphi/2$).

La magnitud P se determina por la fórmula

$$P = \frac{c_r L + \operatorname{tg} \varphi_r \sum N - \sum T}{\cos \omega (\operatorname{tg} \omega - \operatorname{tg} \varphi_r)}, \qquad \text{(IV.7)}$$

donde c_r, φ_r son las características de cálculo de la resistencia mecánica de la roca en la grada, divididas por los coeficientes de seguridad de la estabilidad.

Después del cálculo de la magnitud P se construye la curva IV de la dependencia entre las cargas admisibles y la distancia desde la arista superior de la grada.

La diversidad de formas de las superficies de cálculo de deslizamiento, ligada al carácter de las condiciones geológicas, determina el método de adición de las fuerzas por esta superficie y, respectivamente, el esquema de cálculo de la estabilidad del talud. En la tabla 47 se exponen las formas más típicas de las superficies de deslizamiento y los métodos correspondientes de adición de las fuerzas.

Los cálculos de los parámetros de las hendiduras de socavación, creadas con el fin de derrumbar artificialmente las gradas y preparar las rocas para su extracción, se basan también en la teoría del equilibrio límite del medio de materiales sueltos. Con esto, en las fórmulas de cálculo, se tiene en cuenta la resistencia de la roca a los esfuerzos de tracción σ_{tr}, que surgen al desprender los bloques del macizo en las rocas cortadas.

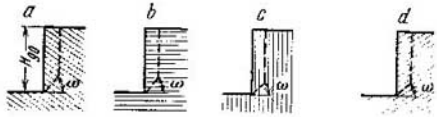
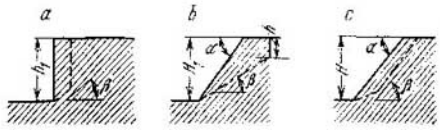
El cálculo de la estabilidad total de los taludes inundados se diferencia del cálculo de la misma para los taludes que se avenan por la existencia de las fuerzas de la suspensión hidrostática y de la presión hidrodinámica. El influjo total de la suspensión hidrostática y de la presión hidrodinámica sobre el prisma del posible derrumbe se manifiesta como una presión hidrostática que está distribuida por la superficie de deslizamiento, que es perpendicular a este prisma y que varía solamente la componente vertical. La ecuación del equilibrio teniendo en cuenta la presión del agua D, igual en cada punto de la superficie de deslizamiento a la diferencia de las cotas de este punto y de la altura del nivel piezométrico sobre él, adquiere el aspecto

$$\eta = \frac{\sum \operatorname{tg} \varphi_i (N_i - l_i D_i) + \sum c_i l_i}{\sum T_i}, \qquad \text{(IV.8)}$$

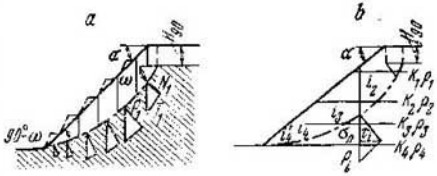
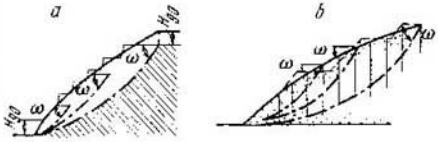
donde φ_i, c_i son, respectivamente, el ángulo de rozamiento interno y la cohesión por la base de los bloques;

Tabla 47

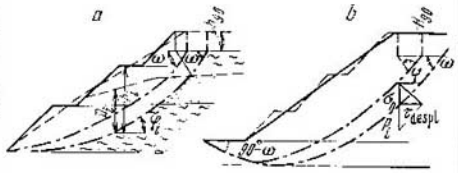
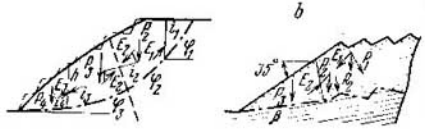
ESQUEMAS DE CALCULO DE LA ESTABILIDAD DE LOS BORDES DE LAS CANTERAS (SEGUN G. L. FISENKO)

Nº del esquema de cálculo	Esquemas de cálculo en diferentes condiciones de yacimiento de las rocas	Condiciones en las que se utiliza el esquema	Fórmulas y gráficos
I		Al determinar la altura del talud vertical y la grieta de disyunción si la disposición de las superficies de debilitamiento son favorables; en el caso «d» $\beta < \rho'$	$H_{\theta 0} = \frac{2k_r}{\gamma} \operatorname{tg} \omega_1$
II III IV		Al determinar la altura de las gradas y de los bordes si la disposición de las superficies de debilitamiento no son favorables $\beta > \rho'$	$h_1 = \frac{k_r' \cos \rho_r'}{\gamma \cos \beta \operatorname{sen} (\beta - \rho_r')}$; $h_1 \leq H_{\theta 0}$; $H = h_1 \frac{1}{1 - \sqrt{\operatorname{ctg} \alpha \operatorname{tg} \beta}}$; $\operatorname{ctg} \alpha = \operatorname{ctg} \beta \left(1 - \frac{h_1}{H_1}\right)^2$; $H = H_{\theta 0} \frac{1}{1 - \operatorname{ctg} \alpha \operatorname{tg} \rho_r'}$ $\operatorname{ctg} \alpha = \operatorname{ctg} \rho_r' \left(1 - \frac{H_{\theta 0}}{H}\right)$

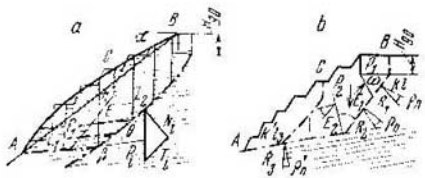
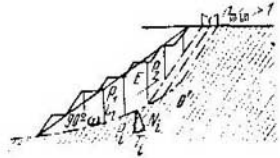
Continuación de la tabla 47

Nº del esquema de cálculo	Esquemas de cálculo en diferentes condiciones de yacimiento de las rocas	Condiciones en las que se utiliza el esquema	Fórmulas y gráficos
V		a. Borde plano si no existen superficies de debilitamiento orientadas desfavorablemente b. Disposición horizontal de las capas y ausencia de contactos debilitados:	Suma algebraica de las fuerzas por la superficie circular cilíndrica; $k_r L \frac{\operatorname{tg}\rho_r}{\sum T_i} \sum N_i = 1.$ Los ángulos de los taludes se determinan por el gráfico (fig. 69)
VI		a. Borde de perfil convexo si no existen superficies de debilitamiento desfavorables y capas plásticas en la base b. Escombreras poliescalonadas de rocas mullidas sobre una base rígida	Cálculo del equilibrio límite por superficies curvilíneas circularcilíndricas o suaves, que se intersecan en el punto inferior del talud; también se utiliza el método del estado de tensión límite

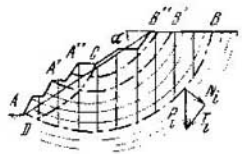
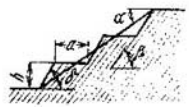
Continuación de la tabla 47

Nº del esquema de cálculo	Esquemas de cálculo en diferentes condiciones de yacimiento de las rocas	Condiciones en las que se utiliza el esquema	Fórmulas y gráficos
VII		a. El borde está compuesto de rocas mullidas inundadas $k < \frac{1}{2} H_\gamma (1 - \operatorname{tg} \rho_r) \times \left(1 - \operatorname{tg} \frac{\rho_r}{2}\right)$. b. En la base del borde o de la escombrera yace una capa de arcillas plásticas $k_{base} < 0{,}4\ H$	Suma algebraica de las fuerzas por una superficie curvilínea suave. La condición de estabilidad $\frac{\sum \tau_{ret}}{\sum \tau_{des}} > 1$, $\tau_{ret} = f \lvert \sigma_r \rvert$ — según el gráfico de resistencia al desplazamiento; $\sigma_r = h_i \gamma \cos^2 \psi_i - D$; $\tau_{des} = \frac{1}{2} h_i \gamma \operatorname{sen} 2\psi_i$
VIII		a. En el borde existe una serie de superficies de debilitamiento orientadas desfavorablemente b. Escombreras sobre una base estratificada	Método del polígono de fuerzas $l_m = \frac{E_{m-1} \operatorname{sen} \theta (\operatorname{ctg} \theta - \operatorname{tg} \rho_r')}{k_i' + \frac{1}{2} h \gamma \cos^2 \varphi_m (\operatorname{tg} \varphi_r' - \operatorname{tg} \varphi_m)}$ $\theta = \varphi_{m-1} - \varphi_m$

Continuación de la tabla 47

Nº del esquema de cálculo	Esquemas de cálculo en diferentes condiciones de yacimiento de las rocas	Condiciones en las se utiliza el esquema	Fórmulas y gráficos
IX		El borde del respaldo alto si la disposición de las capas es horizontal o conforme con la condición: $\alpha > \rho'$; $\beta < \rho'$ $H > H_1$; a) $\beta < 10°$, b) $\beta > 10°$	a. Suma algebraica de las fuerzas en el tramo del prisma de presión activa $E = \sum T - \operatorname{tg}\rho \sum N - k_r L_2$; $L_1 = \frac{E \operatorname{sen}\theta (\operatorname{ctg}\theta - \operatorname{tg}\rho_r')}{k_r' + \frac{1}{2} h_1 \gamma \cos^2\beta (\operatorname{tg}\rho_r' - \operatorname{tg}\beta)}$ b. Método del polígono de fuerzas
X		El borde del respaldo bajo con la condición $\rho < \alpha < \beta < 80°$	Suma algebraica de las fuerzas en el tramo del prisma de apoyo $E = \operatorname{tg}\rho_r \sum N_i + k_r L_1 - \sum T_i$; $P_2 = \frac{E \operatorname{sen}\theta (\operatorname{ctg}\theta + \operatorname{tg}\rho_r') + k_r' L_2}{\cos\beta (\operatorname{tg}\beta - \operatorname{tg}\rho_r')}$ Los ángulos α pueden determinarse por el gráfico con la corrección según la tabla de P. D. Kozlenko

Continuación de la tabla 47

Nº del esquema de cálculo	Esquemas de cálculo en diferentes condiciones de yacimiento de las rocas	Condiciones en las que se utiliza el esquema	Fórmulas y gráficos
XI		Cuando las capas de las rocas yacen en forma de cubeta $\alpha > \rho'_r$	La condición de estabilidad $\sum T_i < k_r L + \operatorname{tg} \rho'_r \sum N_i$ se conserva en todas las superficies: ADB; $A'B$; $A''B''$ y ADC
XII		En las rocas muy duras de débil fisuración o cuando la altura de los bordes es pequeña y la resistencia mecánica de las rocas es mediana $\delta = \rho$ cuando $\beta > 30°$; cuando $\beta < 20°$ $\delta = 65°$.	$\alpha = \operatorname{arc\,tg} \dfrac{\sum h_i}{\sum a_i + \sum h_i \operatorname{ctg} \delta_i}$; $\alpha = \beta$ cuando $20° < \beta < 30°$

H y α, respectivamente, son la altura y el ángulo de inclinación del borde; h, δ, la altura y el ángulo del talud de la grada; H_{sc}, la altura límite del talud vertical; β, el ángulo de buzamiento de las capas y de las superficies de debilitamiento; $\omega = 45° + \frac{1}{2}\rho''_r$, el ángulo de inclinación de la superficie de deslizamiento de cálculo en la parte superior; φ_i, el ángulo de inclinación de la superficie de deslizamiento en cualquier punto; k_r, ρ_r, respectivamente, los valores de cálculo de la cohesión y del ángulo de rozamiento interno de las rocas; k'_r, ρ'_r, ídem por la superficie de deslizamiento; γ, la masa volumétrica de las rocas; L, el área de la superficie de deslizamiento; D_i, la presión hidrostática; P, la masa de los bloques elementales.

N_i, T_i, las componentes normales y tangenciales de la masa de los bloques elementales de roca sin tener en cuenta la suspensión hidrostática;

l_i, la longitud de la base inclinada de los bloques;

D_i, la magnitud de la presión hidrostática en el centro de las bases de los bloques.

En la fig. 71 se expone el esquema para el cálculo de la estabilidad de un talud filtrante en el que la capa acuífera con la superficie

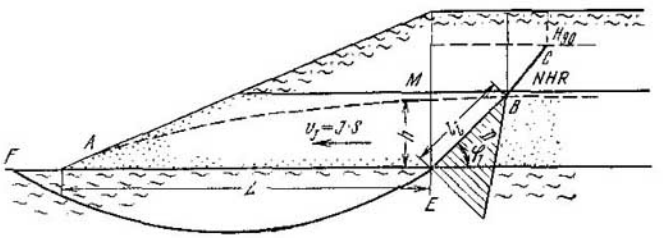


Fig. 71. Esquema para el cálculo de la estabilidad de un talud filtrante (según G. L. Fisenko)

de depresión AB yace en arcillas compactas hidrófugas. En calidad de superficie de deslizamiento se examina la superficie $CBEF$.

El cálculo de la estabilidad de los taludes filtrantes semiinundados representa un mayor interés para los fosos de las dragas de succión. El esquema para el cálculo de la estabilidad del talud semiinundado se expone en la fig. 72.

De acuerdo al método aproximado ВНИИМИ (VNIMI) el cálculo se realiza en el orden siguiente: en la sección de cálculo se marcan la

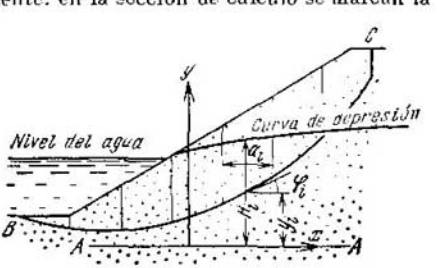


Fig. 72. Esquema para el cálculo de la estabilidad de un talud semiinundado (V. A. Mironenko)

curva de depresión y las líneas de cargas iguales, construidas en el aparato ЭГДА (EGDA); se determina la posición de la superficie de deslizamiento más peligrosa (sin tener en cuenta las fuerzas hidrostáticas e hidrodinámicas); la "cuña de deslizamiento", separada

de la forma indicada, se divide en bloques aislados mediante líneas verticales; la resultante de las fuerzas hidrostáticas e hidrodinámicas en los límites del i-ésimo bloque se determina por la fórmula

$$F_i = \gamma_a (H_i - Y_i) \frac{a_i}{\cos \alpha_i}, \qquad (IV.9)$$

donde γ_a es la masa volumétrica del agua;

H_i e Y_i, respectivamente, la carga y la ordenada de la curva de deslizamiento, promedias en los límites del bloque;

a_i, la anchura del bloque;

α_i, el ángulo medio de inclinación de la tangente a la curva de deslizamiento en los límites del bloque.

El coeficiente de reserva de estabilidad se determina por la expresión

$$\eta = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left\{ \left[P_i^a \cos \alpha_i + P_i^a \frac{\cos (\beta - \alpha_i)}{\cos \beta} - F_i \right] \operatorname{tg} \varphi_i + c_i l_i \right\}}{\sum_{i=1}^{n} \left[P_i \operatorname{sen} \alpha_i - P_i^a \frac{\operatorname{sen} (\beta - \alpha_i)}{\cos \beta} \right]}, \qquad (IV.10)$$

donde P_i es la masa del i-ésimo bloque junto con el agua comprendida en éste;

P_i^a, la masa del volumen de agua sobre la superficie del talud;

β, el ángulo del talud.

La acción sumaria de las fuerzas hidrostáticas e hidrodinámicas sobre la estabilidad total del borde puede ser apreciada mediante el método de R. R. Chugaev. De acuerdo con este método la presión hidrostática y la presión hidrodinámica se reducen a una fuerza volumétrica resultante F. Para hallar la magnitud y la dirección del vector F se construye previamente el campo de la correspondiente función potencial.

La acción de las fuerzas hidrostáticas e hidrodinámicas sobre la estabilidad total de los taludes será considerable con la condición de que una parte importante del prisma de posible deslizamiento se encuentra por debajo de la curva de depresión (piezométrica), o cuando el salto de presiones en la zona cercana al borde es grande. Por esto (según V. A. Mironenko) dichas fuerzas adquieren gran importancia:

— cuando en la base del talud existen horizontes a presión que no se dreuan;

— cuando la cantera se encuentra en las proximidades de un río o de un depósito de agua a cielo abierto;

— cuando el talud está semiinundado.

Si el talud semiinundado se compone de rocas que no se encuentran en estado de suspensión entonces, para la apreciación de su estabilidad, es racional emplear el método del polígono de fuerzas.

La apreciación de la estabilidad de las obras de taludes de las escombreras que se levantan con hidromecanización (prismas de tope y terraplenes de protección) se debe efectuar teniendo en cuenta las fuerzas de la suspensión hidrostática y de la presión hidrodinámica, así como también el estado inestabilizado de las rocas arcillosas saturadas de agua.

Para el cálculo de la estabilidad de las masas de rocas no estabilizadas de las escombreras levantadas con hidromecanización son más útiles los métodos de la sumación algebraica de las fuerzas (para la superficie monótona curvilínea de deslizamiento) y del polígono de fuerzas.

La presión excesiva del agua en los poros de las rocas arcillosas (presión intersticial) ejerce un influjo importante sobre la estabilidad de las construcciones con taludes. La presión intersticial surge como resultado de la percepción de la carga externa por el agua intersticial. La compactación y consolidación de las rocas se determinan por la velocidad de dispersión de la presión intersticial. Al surgir la presión intersticial disminuyen las tensiones efectivas (que se perciben por el esqueleto mineral de la roca) y, respectivamente, disminuye la resistencia de la roca al desplazamiento. La presión intersticial disminuye la fuerza de rozamiento, y la fórmula de Coulomb (ecuación de la resistencia de la roca al desplazamiento) al existir presión intersticial adquiere el aspecto

$$\tau = (\sigma - P_i) \operatorname{tg} \varphi' + c', \qquad \text{(IV.11)}$$

donde τ es la resistencia de la roca al desplazamiento;

σ, la tensión normal total;

φ' y c', respectivamente, el ángulo de rozamiento interno y la cohesión, determinados por las tensiones efectivas.

Para las rocas arcillosas de poca cohesión saturadas de agua de las escombreras hidráulicas es característica la dependencia no lineal $\tau = f(\sigma)$. En estos casos y al determinar la resistencia mecánica de las masas de roca saturadas de agua en la fase de compactación no terminada, cuando la presión intersticial figura en el gráfico de resistencia al desplazamiento en forma implícita, es racional efectuar el cálculo de la estabilidad de las escombreras por el método de G. L. Fisenko, teniendo en cuenta la resistencia total de las rocas al desplazamiento, sin dividirla en fuerzas de rozamiento y cohesión. Para esto se realiza la desarrollante de la superficie de deslizamiento de cálculo, en la que en los puntos correspondientes se levantan ordenadas iguales a las tensiones tangenciales eficaces y a las resistencias al desplazamiento.

Las tensiones tangenciales desplazadoras

$$\tau_{des} = \frac{1}{2} h_i \gamma \operatorname{sen} 2\alpha_i,$$

donde h_i es la altura de la sección de roca en el punto de cálculo de la superficie de deslizamiento;

γ, la masa volumétrica de rocas;

α_i, el ángulo de inclinación de la superficie de deslizamiento.

La resistencia de la roca al desplazamiento (tensión tangencial retenedora τ_{ret}) se determina en el gráfico de resistencia al desplazamiento según la magnitud de la tensión normal $\sigma_n = h_i \gamma \cos^2 \alpha_i$. Los extremos de las ordenadas se unen con curvas suaves y se determinan las áreas de las figuras comprendidas entre estas curvas y el eje de las abscisas. Las áreas de las figuras, numéricamente, son iguales a la respectiva suma de las fuerzas desplazadoras y retenedoras.

El coeficiente de seguridad de la estabilidad del talud se determina como la relación del área de los diagramas de las tensiones retenedoras y desplazadoras tangenciales.

Al calcular la estabilidad de los taludes inundados, compuestos de rocas expuestas a la influencia de la suspensión hidrostática, la resistencia al desplazamiento en cada punto de la superficie de deslizamiento se toma del gráfico de resistencia al desplazamiento para la tensión normal, disminuida en la magnitud de la presión hidrostática en este punto.

Si la superficie de deslizamiento no es monótona y curvilínea, para los cálculos de la estabilidad se emplean modificaciones del método del polígono de fuerzas. Con esto se utilizan los valores φ y c para la roca arcillosa consolidada y, complementariamente, se tiene en cuenta la presión intersticial (y también la resultante de las fuerzas de presión hidrostática y suspensión hidrodinámica).

Al existir gráficos de la resistencia de las rocas arcillosas al desplazamiento, que corresponden a las diversas fases de su compactación, el cálculo de la estabilidad se efectúa para los valores φ y c, que se obtuvieron para las tensiones totales. Los gráficos $\tau = f(\sigma)$ se toman teniendo en cuenta los valores de la presión intersticial, correspondientes a los momentos de tiempo del cálculo.

Cuando la superficie de deslizamiento es curvilínea y monótona el método del polígono de fuerzas se emplea para los cálculos de control.

Al utilizar el método del polígono de fuerzas el coeficiente de estabilidad de los taludes se determina mediante la construcción de un polígono cerrado con los valores de cálculo de los parámetros de resistencia al desplazamiento

$$\varphi_c = \text{arctg}\left(\frac{\varphi}{\eta}\right) \text{ y } C_c = \frac{c}{\eta}$$

o introduciendo los valores de η en la magnitud de cálculo de las fuerzas desplazadoras, la cual para un bloque de masa P_i con el ángulo de inclinación de la base α_i tiene el aspecto $T_i^c = \eta P_i \text{ sen } \alpha_i$.

En la fig. 73 se expone un ejemplo de cálculo, por los métodos de las tensiones tangenciales y por el polígono de fuerzas, de la estabilidad del talud de un terraplén compuesto de rocas arcillosas en la base del cual yacen tierras arcillosas húmicas, saturadas de agua y de elevada compresibilidad. Se ha establecido que incluso la

existencia de una contrabanqueta, creada para el reforzamiento del prisma de topo, no asegura un coeficiente de seguridad suficiente para el sistema base—talud para los parámetros geométricos del terraplén que se eligieron. Durante el cálculo se tomaron en consideración las fuerzas siguientes: E, la reacción entre los bloques; P, la

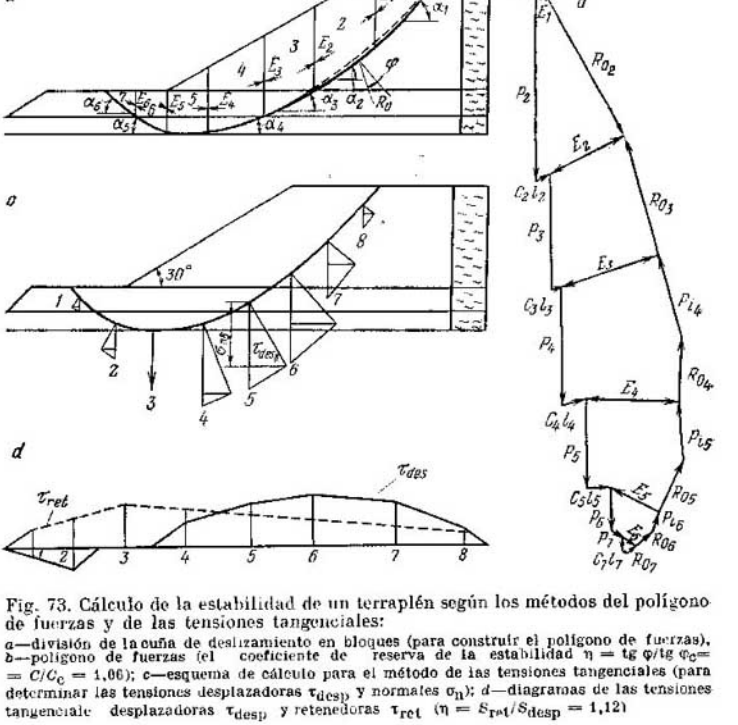


Fig. 73. Cálculo de la estabilidad de un terraplén según los métodos del polígono de fuerzas y de las tensiones tangenciales:
a—división de la cuña de deslizamiento en bloques (para construir el polígono de fuerzas), *b*—polígono de fuerzas (el coeficiente de reserva de la estabilidad $\eta = \operatorname{tg}\varphi/\operatorname{tg}\varphi_c = C/C_c = 1{,}06$); *c*—esquema de cálculo para el método de las tensiones tangenciales (para determinar las tensiones desplazadoras τ_{desp} y normales σ_n); *d*—diagramas de las tensiones tangenciale desplazadoras τ_{desp} y retenedoras τ_{ret} ($\eta = S_{ret}/S_{desp} = 1{,}12$)

masa de los bloques; R_0, la reacción en las bases de los bloques; cl, la fuerza de cohesión en las bases de los bloques; P_1, la presión intersticial en las rocas arcillosas, saturadas de agua, de la base del terraplén. La universalidad y argumentación del método del polígono de fuerzas permiten recomendarlo para la realización de cálculos en masa, cuya dificultad de realización disminuye considerablemente al utilizar calculadoras digitales electrónicas (CDE).

Cuando los ángulos de los taludes son menores de 45° y el número de bloques es grande se puede admitir que los límites entre éstos son verticales, y que las direcciones de las reacciones coinciden con la inclinación de las superficies pequeñas de deslizamiento en la base del bloque posterior. Entonces la reacción entre los bloques se determina por la fórmula

$$E = \frac{\eta P_i \operatorname{sen} \alpha_i - (P_i \cos \alpha_i - P_{i_1}) \operatorname{tg} \varphi - cl_i + E_{i-1}}{\cos \delta_i - \operatorname{sen} \delta_i \operatorname{tg} \varphi_i}, \qquad \text{(IV.12)}$$

donde P_i es la masa de las rocas en los límites del bloque;

α_i, el ángulo de inclinación de la base del bloque;

δ_i, el ángulo de inclinación de la reacción E_i respecto a la base del bloque que se examina.

El coeficiente de seguridad se introduce solamente para los bloques en los límites del prisma de presión activa. La condición del equilibrio del talud con el coeficiente de seguridad η es la igualdad a cero de la reacción E_r para el último bloque. Con ayuda de la CDE se efectúa sin dificultad la elección de los valores η para obtener $E_r = 0$ con la exactitud dada. Los contornos de la cuña de corrimiento al introducir los datos en la expresión (IV.12) se deben dar con ecuaciones.

Al apreciar las posibilidades de crecimiento de las escombreras hidráulicas, la ubicación de éstas en las superficies de las escombreras "secas" o de recultivación, los cálculos de estabilidad de las construcciones de taludes se deben completar con la comprobación de la capacidad portante de las masas de acumulación hidráulica.

El método espacial-geométrico para la solución del problema de apreciación de la estabilidad de los taludes en las condiciones de una configuración complicada de la superficie de debilitamiento [40, 11] tiene una serie de ventajas en comparación con los métodos de ingeniería: se tiene en cuenta la heterogeneidad estructural del macizo; el cálculo de estabilidad se efectúa por las superficies de debilitamiento o separación de cualquier complejidad, que se realizan en la superficie de deslizamiento; se toman en consideración las fuerzas de interacción por las caras verticales de los elementos volumétricos contiguos; la estabilidad del talud se aprecia según la magnitud de la presión de deslizamiento en su parte inferior, es decir, en la zona de concentración de las tensiones componentes; se presenta la posibilidad de revelar la variación del estado del macizo del borde en el proceso de ejecución de los trabajos de minería; se resuelve el problema volumétrico de la estabilidad de los taludes de las canteras profundas para superficies de deslizamiento fijas.

Se recomienda efectuar el cálculo de la estabilidad en el orden siguiente.

1. Se levanta el plano topográfico de la superficie peligrosa de deslizamiento. Para este fin se utilizan los materiales del estudio ingeniero-geológico del macizo del borde de la cantera.

2. Mediante la combinación del plano topográfico de la superficie de deslizamiento con el plano topográfico del borde de la cantera en la posición dada de éste se levanta el plano de las isopotencias de rocas de la cuña de deslizamiento (procedimiento de sustracción de las superficies de orden topográfico).

3. La cuña de deslizamiento se divide en bloques elementales de áreas iguales en el plano y, para mayor comodidad, los contornos de los bloques se orientan normalmente respecto a la dirección del borde del talud o paralelamente a la dirección del frente de trabajo.

4. Por los puntos característicos del relieve de la superficie terrestre del tramo y superficie de deslizamiento se separan en los bloques las secciones elementales para las que se calculan las fuerzas retenedoras y desplazadoras. Para ello se determinan las presiones medias específicas en las bases de los bloques elementales, mediante la multiplicación de la potencia media de la cuña de corrimiento en los límites de cada bloque por el valor medio ponderado de la masa volumétrica de las rocas que componen la columna del bloque elemental.

Entonces la fuerza desplazadora será igual a

$$S_{\text{desp}_i} = P_i \operatorname{sen} \alpha_i, \tag{IV.13}$$

donde $P_i = \gamma_{\text{med}} h_i f_i$ es la masa del bloque elemental;

γ_{med}, el valor medio ponderado de la masa volumétrica de las rocas;

h_i, la potencia media de las rocas en los límites de cada sección;

f_i, el área del corte transversal de la sección;

α_i, el ángulo de inclinación de la base de la sección (superficie de deslizamiento) respecto al horizonte.

Las fuerzas retenedoras

$$S_{\text{ret}_i} = P_i \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi + c f_i, \tag{IV.14}$$

donde φ y c son los índices de resistencia al desplazamiento por la superficie de debilitamiento.

5. Si es necesario tener en cuenta la resultante de las fuerzas de la presión hidrodinámica y de la suspensión hidrostática, asimismo como de la presión intersticial excesiva, se introducen correcciones en la magnitud de las fuerzas retenedoras mediante el decrecimiento de la componente normal de la masa de los bloques.

6. Se toma en consideración la magnitud de la presión de deslizamiento E, es decir, la presión por el lado de los bloques y secciones contiguas, así como también las fuerzas de rozamiento y de cohesión entre los bloques contiguos.

7. Las condiciones de equilibrio de cada bloque elemental se examinan por secciones de arriba abajo. Para esto se toma la suma de las proyecciones de las fuerzas en la dirección del posible desplazamiento en los límites de cada sección.

La determinación de la presión de deslizamiento se efectúa haciendo uso de la fórmula de Shajunianz—Fisenko:

$$E_i = \frac{\pm P_i \operatorname{sen} \alpha_i \eta - P_i \cos \alpha_i \operatorname{tg} \varphi_i - cF_i + E_{i-1}}{\cos \delta_i \pm \operatorname{sen} \delta_i \operatorname{tg} \varphi_i}, \qquad \text{(IV.15)}$$

donde P_i es la masa de la sección;

η, el coeficiente de seguridad de la estabilidad;

F_i, la superficie por la que se tienen en cuenta las fuerzas de cohesión;

δ_i, el ángulo de inflexión, es decir, la variación del ángulo de inclinación de la superficie de deslizamiento al pasar de la sección anterior a la ulterior.

Los diagramas de las presiones de deslizamiento no sólo permiten apreciar la estabilidad total de los bloques en todo el tramo, sino también establecer la variación del estado del tramo a medida que éste se trabaja, es decir, apreciar la estabilidad del borde de trabajo teniendo en cuenta la dinámica de los trabajos de minería. Se presenta la posibilidad de planificar medidas para asegurar la estabilidad del borde en las zonas que se caracterizan por los valores positivos de la presión de deslizamiento. En calidad de tales medidas se pueden recomendar: la reducción del prisma de presión activa a cuenta de una explotación más intensa de los horizontes superiores (suavización del declive del borde); excavación acelerada de la zona inestable, si ésta no es grande y no provoca complicaciones de orden tecnológico.

§ 2. Predicción de las variaciones del estado de los macizos de rocas con el tiempo

El proceso de deformación de las rocas arcillosas de los taludes tiene carácter reológico (fluencia plástica amortiguada y no amortiguada, reducción de la resistencia mecánica con el tiempo, relajación de las tensiones), para cuya descripción se emplean ecuaciones empíricas, no ligadas entre sí.

Sobre la base de las nociones de la mecánica estructural de los suelos (según Than Tiong Ki) las leyes de deformación están condicionadas por la estructura de la roca, que varía en el proceso de deformación. Las investigaciones de S. S. Vialov, B. V. Maksimiak y N. K. Pekarskaya demostraron que, en el transcurso de la deformación del suelo, tiene lugar el desplazamiento de las partículas minerales, su reempaquetadura y reorientación en la dirección del desplazamiento. A la reducción de la resistencia mecánica contribuyen los defectos de la estructura (microgrietas de mayor dimensión que la dimensión máxima de las partículas) y el microgrietamiento, que se desarrolla cuando los valores de la tensión tangencial τ superan τ_∞ (la dimensión de las microgrietas son desde partes del micrón y más). La densidad de los defectos ω (contenido relativo del volu-

men de microgrietas en la unidad de volumen del suelo) y el grado de orientación de las partículas arcillosas en la dirección del desplazamiento Ω (contenido relativo de partículas orientadas en la dirección del desplazamiento en la unidad de volumen del suelo) sirven de características cuantitativas. Para la fluencia plástica amortiguada $0 < \omega < \omega_i < 1$, para la fluencia no amortiguada $\omega_i < \omega < \omega_r < 1$ (ω_i es la densidad inicial de los defectos y ω_r, la densidad de los defectos durante la rotura). La rotura de la roca arcillosa sucede en el momento de tiempo t_r, cuando la magnitud de la densidad de las grietas ω alcanza el valor máximo ω_r, que para la roca dada es constante. La magnitud Ω es proporcional a la duración del proceso de deformación, cuando $t \to \infty$ $\Omega \to 1$. Teniendo en cuenta las ecuaciones reológicas del estado, propuestas por Y. K. Zarezki, la ecuación de la resistencia mecánica prolongada se puede escribir en forma de

$$\tau = \tau_0 - (\tau_0 - \tau_\infty) \frac{t_r}{T_r + t_r}, \qquad \text{(IV.16)}$$

donde

$$T_r = \frac{1}{\chi} \ln \frac{1-\omega_i}{1-\omega_r},$$

aquí

$$\chi = \frac{\ln [(1-\omega_i)/(1-\omega_r)]}{T_t}$$

(T_t es un parámetro que tiene la dimensión del tiempo). La ecuación (IV.16) permite apreciar el estado de las rocas en diferentes períodos de tiempo (desde $t = 0$ hasta $t = \infty$).

El aparato matemático de los procesos estructurales-mecánicos es racional utilizarlo para la predicción de las deformaciones de deslizamiento de los taludes. Así, la velocidad de la deformación relativa de desplazamiento $\dot{\gamma}$ y el momento del comienzo del transcurso que se predice t_c están ligados por la correlación

$$\frac{\dot{\gamma}_i^T}{\tau_{desp}} = \frac{a}{t_c^b}, \qquad \text{(IV.17)}$$

donde $\dot{\gamma}_i^T = v_i^T / h_i$;

v_i^T, es la velocidad de desplazamiento de la marca de referencia de trabajo;

h_i, la altura de la i-ésima cuña de deslizamiento por la normal al vector de desplazamiento;

τ_{desp}, la tensión desplazadora, tangencial en el bloque que se examina;

$a = (\tau - \tau_\infty)/(\tau_0 - \tau)$ es el nivel de las tensiones.

Los conocimientos sobre el carácter de la disminución con el tiempo de la resistencia mecánica de las rocas de los taludes pueden

obtenerse por los resultados de los cálculos inversos de los deslizamientos de los taludes con plazos considerables de permanencia.

Para la construcción de las curvas de deslizamiento, habitualmente, se utilizan los datos de las observaciones instrumentales en los tramos de corrimientos, que se corrigen si es necesario mediante la determinación de la superficie de deslizamiento perforando los cuerpos de los corrimientos de tierra. Los resultados de los levantamientos de planos de mina son los datos iniciales durante los cálculos de estabilidad, que se efectúan con los métodos de la sumación algebraica de las fuerzas por la superficie de deslizamiento y de las tensiones tangenciales.

Los cálculos inversos realizados por A. P. Moguilko en las condiciones de los procesos de corrimiento de tierras en algunas canteras de Ucrania demostraron que la resistencia de los taludes arcillosos al desplazamiento disminuye (considerablemente) con el tiempo. Así, la magnitud inicial de la resistencia al desplazamiento con $\sigma_1 = 1{,}5 \cdot 10^5$ Pa era de $1{,}3 \cdot 10^5$ Pa, transcurridos 6 meses de $0{,}55 \cdot 10^5$ Pa, y pasados 10 años, de $0{,}35 \cdot 10^5$ Pa [39].

La auntenticidad de los datos obtenidos mediante los cálculos inversos puede ser elevada sobre la base de la consideración de la posición espacial del cuerpo de deslizamiento, utilizando el método espacial-geométrico en combinación con el procedimiento del polígono de fuerzas.

El proceso principal, con el que está vinculada la variación del estado de las rocas de las escombreras con el tiempo, es la compactación de éstas bajo la acción de la carga externa (para la base) o de la propia masa (para el cuerpo de la escombrera). En dependencia del grado de saturación de agua de las masas de rocas de las escombreras, para los cálculos de predicción de la compactación de estas últimas, se utiliza el aparato de la teoría de la consolidación por filtración o de la fluencia plástica.

En la práctica de la ingeniería, al determinar numéricamente el valor de la presión intersticial, se emplea la solución del problema unidimensional de la consolidación por filtración[1]). La ecuación de la consolidación unidimensional de la roca saturada completamente por el agua, cuando se aplica una carga constante uniformemente repartida a la capa de rocas de potencia n, tiene el aspecto

$$\frac{\partial H}{\partial t} = C_v \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}, \qquad \text{(IV.18)}$$

donde H es la carga en el agua intersticial en el momento de tiempo t que se examina;

[1]) Las condiciones de la teoría de la consolidación por filtración: 1) se examinan rocas completamente saturadas de agua en cuyos poros existe agua libre, incompresible e, hidráulicamente, continua; 2) se admite que el esqueleto de la roca es deformable linealmente, las tensiones en él provocan instantáneamente deformaciones; 3) la roca no tiene resistencia mecánica estructural, y la presión externa aplicada a la roca, en el primer momento, se transmite totalmente al agua; 4) la filtración del agua en los poros de la roca se supedida a la ley de Darcy.

H^*, la carga en el agua intersticial, que corresponde al estado estabilizado de la roca;

$C_v = k_f (1 + \varepsilon_{med})/\gamma_a a$, es el coeficiente de consolidación;

k_f, el valor medio del coeficiente de filtración;

ε_{med}, el valor medio del coeficiente de porosidad de la roca para el intervalo de cargas compactadoras que se examina;

a, el coeficiente de compresibilidad de la roca;

γ_a, la masa volumétrica del agua.

La solución de la ecuación (IV.20) para condiciones invariables determinadas de frontera: $t = 0$; $0 \leqslant y \leqslant h$; $H = H^0 = q/\gamma_a$; $t \neq 0$; $y = 0$; $H = 0$ ó $\partial H/\partial y = 0$; $t \neq 0$; $y = h$, que se efectúa con el método de separación de variables de Fourier, puede ser representada en la forma [61]:

$$H = \frac{4q}{\pi\gamma_a} \sum_{i=1,\ 3,\ 5\ \ldots}^{\infty} \frac{1}{i} \exp\left(-\frac{C_v i^2 \pi^2 t}{h^2}\right) \operatorname{sen} \frac{i\pi y}{h}. \qquad \text{(IV.19)}$$

Cuando el derramamiento de las rocas en las escombreras es frontal la magnitud de la presión intersticial $P_i = H\gamma_a$ en las rocas arcillosas saturadas de agua de las bases y cuerpos de los terraplenes de las escombreras se debe determinar teniendo en cuenta el ritmo de crecimiento de la carga compactadora, ya que la utilización en este caso de las soluciones de la teoría de compactación para una carga aplicada instantáneamente da valores exagerados de la presión intersticial y conduce a la disminución de los índices de cálculo de la resistencia de las rocas al desplazamiento y de los parámetros admisibles de los taludes.

La solución de los problemas de consolidación permite determinar los asientos de las masas de rocas y apreciar la estabilidad de las escombreras hidráulicas.

Partiendo del carácter de la formación de las escombreras hidráulicas se utilizan las soluciones de los problemas siguientes [10]:

1. Compactación de la capa de roca cuya potencia crece gradualmente desde cero hasta cierta magnitud dada.
2. Compactación de la capa una vez terminado la acumulación hidráulica bajo la acción de la propia masa de la roca que la compone ("descanso" de la capa).
3. Compactación de la capa bajo la acción de la carga de las capas suprayacentes, que aumenta gradualmente.
4. Compactación de la capa una vez terminada la acumulación hidráulica de las capas suprayacentes.

§ 3. Control de los taludes de las canteras sobre la base de los cálculos de predicción

La investigación de las regularidades de la variación con el tiempo del estado de tensión-deformación de las pilas de rocas permite elaborar un sistema de control de los taludes de las canteras, que asegura planificar un régimen óptimo de las rocas. Los principios científicos

del control del estado de las rocas en el macizo (según V. V. Rzhevski) incluyen las tesis siguientes:

— los parámetros de los taludes de las canteras deben garantizar una ejecución segura y económica de los trabajos;

— la fijación del factor de seguridad de la estabilidad se debe efectuar con diferenciación para las diversas etapas de asimilación de los yacimientos;

— cuando las profundidades de excavación son grandes y las condiciones minero-geológicas son complicadas se requieren medidas especiales de ingeniería para controlar el estado de los taludes de las canteras;

— en las canteras se debe crear un servicio especial de observación tras la estabilidad de los taludes y control de las medidas de ingeniería.

La realización de los principios enumerados establece una reacción flexible respecto a la variación del estado del macizo de rocas durante la excavación del yacimiento. Por esto, durante las predicciones ingeniero-geológicas, se plantean altas exigencias para tener en cuenta el factor tiempo. La complejidad del problema queda determinada por el débil estudio de las regularidades de la deformación en las condiciones naturales de las rocas de los diferentes complejos ingeniero-geológicos en dependencia de su composición, estado de tensión y tiempo de permanencia de los taludes.

Al apreciar el influjo del factor tiempo sobre la conducta de las rocas en los taludes de las canteras es menester tener en cuenta:

— la variación de la posición de los taludes con el tiempo y en el espacio debido a la dinámica de los trabajos de minería;

— la influencia sobre el estado del macizo de las acciones dinámicas de diverso tipo, originadas por la tecnología de los trabajos de minería;

— la variación del estado, propiedades y condiciones de la deformación de las rocas con la profundidad;

— la influencia de las particularidades geólogo-estructurales sobre la redistribución de las tensiones y localización de las deformaciones en los macizos del borde de las canteras profundas;

— el acrecentamiento del papel de la desecación del macizo de rocas para garantizar la seguridad de los trabajos de minería al asimilar yacimientos profundos inundados.

La desecación de las pilas de rocas se considera como uno de los procedimientos de influjo de la ingeniería y no excluye el empleo de los procedimientos de consolidación artificial de las rocas o la creación de cortinas antifiltrantes con fines de conservar los recursos de aguas subterráneas.

En la tabla 48 se expone la clasificación general de los factores que influyen sobre la excavación a cielo abierto de los yacimientos en condiciones ingeniero-geológicas complicadas. Esta clasificación puede ser utilizada para predecir las condiciones de asimilación de cualquier yacimiento concreto.

Tabla 48

CLASIFICACIÓN DE LOS FACTORES QUE INFLUYEN SOBRE LA EXCAVACION A CIELO ABIERTO DE LOS YACIMIENTOS EN CONDICIONES INGENIERO-GEOLOGICAS COMPLICADAS (SEGÚN M. E. PEVZNER)

Grupo de factores	Factores	Formas en que se manifiestan los factores	Influjo de los factores sobre la tecnología de los trabajos de minería	Recomendaciones para tener en cuenta y reducir la acción nociva de los factores
Climatológicas	Gran cantidad de precipitaciones atmosféricas	Desborde de los taludes de las canteras; humedecimiento de las bases de las escombreras exteriores, e interiores, reducción de la capacidad portante de las bermas	Complica la construcción y explotación de las canteras, empeora las condiciones de estabilidad de los taludes, reduce el rendimiento de los equipos de transporte de las minas	Disminución del tiempo de permanencia de los taludes en el contorno límite de la cantera, utilización de almohadas de arena-grava en las bases de las canteras, elaboración de medidas especiales para evitar la adhesión de las rocas y elevar la capacidad de paso de los equipos de transporte de las minas
	Existencia de congelación añosa	Disminución de la capacidad portante de las bermas al deshelarse las rocas, deformaciones de los taludes	Complica el trabajo de los equipos de transporte de las minas, empeora las condiciones de estabilidad de los taludes	Elaboración de medidas especiales para elevar la capacidad de paso de los equipos de transporte de las minas, cálculo de los parámetros de los taludes estables con coeficiente elevado de seguridad
	Grandes oscilaciones de la temperatura del aire	Formación en la superficie de las gradas de zonas de rocas de resistencia mecánica reducida, meteorización intensa de las rocas	Empeora las condiciones de estabilidad de los taludes, suscita gastos complementarios para limpiar las bermas	Reducción del tiempo de permanencia de los taludes en el contorno límite de la cantera
	Existencia de aguas superficiales que cruzan el campo de la cantera o que se encuentran en la inmediaciones de éste	Filtración del agua en la cantera; deformaciones de los taludes por filtración	Complica la construcción y explotación de las canteras; empeora las condiciones de estabilidad de los taludes	Aislamiento de la cantera contra las aguas superficiales

Continuación de la tabla 48

Grupo de factores	Factores	Formas en que se manifiestan los factores	Influjo de los factores sobre la tecnología de los trabajos de minería	Recomendaciones para tener en cuenta y reducir la acción nociva de los factores
Hidrogeológicos	Existencia de horizontes acuíferos en las rocas encajantes y en el cuerpo del mineral	Deformaciones de los taludes por la filtración; aumento de humedad del mineral; humedecimiento de la base de las escombreras interiores; desarrollo de los procesos de solución, lixiviación e hinchazón; filtración del agua en la cantera	Complica la construcción y explotación de las canteras; empeora las condiciones de estabilidad de los taludes; empeora la calidad del mineral; reduce el rendimiento de los equipos de transporte de las minas	Desecación del campo de la cantera
	Inundación de los contactos de las capas y de las dislocaciones estructurales	Deformaciones de los taludes; penetración súbita del agua en la cantera	Complica la construcción y explotación de las canteras; empeora las condiciones de estabilidad de los taludes	Desecación del campo de la cantera
	Carso	Hundimiento y desplome de las gradas	Provoca averías de los equipos de transporte de las minas, empeora las condiciones de estabilidad de los taludes	Estudio previo y cartografía de las cavidades cársicas
Geológicos	Existencia de una potente pila de destape, representada por rocas arcillosas	Deformación de los taludes	Determina la necesidad de disminuir el declive de los bordes y de emplear sistemas de excavación de poca eficacia, limita la capacidad de paso de los equipos de transporte en el período de construcción de la cantera	Reconstrucción de los bordes según los ángulos estables de inclinación de admisibilidad límite

Continuación de la tabla 48

Grupo de factores	Factores	Formas en que se manifiestan los factores	Influjo de los factores sobre la tecnología de los trabajos de minería	Recomendaciones para tener en cuenta y reducir la acción nociva de los factores
	La estructura del macizo de rocas está orientada desfavorablemente	Deformación de los taludes	Complica la explotación y construcción de las canteras; empeora las condiciones de estabilidad de los taludes	Predicción de los tramos peligrosos en lo que se refiere a la deformación. Variación de la dirección del frente de los trabajos de minería
	La permeabilidad al agua de las rocas es pequeña (el coeficiente de filtración es de 1 m/día)	Idem	Complica y encarece la desecación del campo de la cantera, la construcción y explotación de las canteras	Creación de prismas de arena-grava en los bordes, desecación de las rocas con electrósmosis
	Propensión de las rocas a la hinchazón	Reducción de la resistencia mecánica de las rocas; deformaciones de los taludes	Complica la construcción y explotación de canteras	Empleo de medios especiales para drenar las rocas que se hinchan. Determinación de los parámetros estables de los taludes teniendo en cuenta la posible disminución de la resistencia mecánica de las rocas
	Pequeña capacidad portante de las rocas	Hundimiento de las gradas y de las escombreras bajo el influjo de las cargas externas	Limita la utilización de equipos de transporte con presión específica grande	Empleo de revestimientos especiales (losas de hormigón armado y placas metálicas, almohadas de arena-grava).
	Pequeña resistencia al desplazamiento	Deformaciones de los taludes	Disminuye los ángulos de inclinación de las gradas y de los bordes; aumenta el volumen de los trabajos de destape; limita la profundidad límite de la cantera	Consolidación artificial de las rocas; utilización de equipos de transporte con presión específica insignificante Reconstrucción de los bordes según los ángulos estables de inclinación de estabilidad límite
	Tixotropía	Dilución de las rocas	Empeora la capacidad de paso y provoca asentamiento de los equipos de transporte de las minas	Elaboración de medidas para reducir la magnitud de las vibraciones de los equipos de transporte de las minas

Al predecir los procesos geomecánicos no estacionarios en los bordes de las canteras y escombreras se deben tener en cuenta las particularidades específicas del desarrollo de estos procesos en dependencia del tipo de las obras técnicas de minería.

La variación con el tiempo del estado de las rocas inundadas no cementadas y semiduras en los bordes de las canteras profundas la representaremos esquemáticamente de la manera siguiente: debido al abatimiento de la capa acuífera tiene lugar el aumento de las tensiones efectivas y la compactación (consolidación) de las capas de rocas (con esto las potentes capas arcillosas se compactan en los límites de las zonas de compresión activa, cuyas dimensiones dependen de la magnitud del gradiente inicial de filtración); la variación al formar el borde, como resultado de la compactación de depresión las rocas se desconsolidan debido a la disminución de la carga petroestática; en los taludes formados se desarrolla el proceso de disminución con el tiempo de la resistencia mecánica de las rocas que los componen. De tal manera, sobre el proceso de consolidación del macizo del borde, a cuenta de la anulación de la presión hidrodinámica e hidrostática, se "sobrepone" el proceso de reducción con el tiempo de la resistencia mecánica de estas rocas, cuyo influjo se determina por el plazo de permanencia de los taludes y, como es natural, es más importante para los bordes que no se trabajan. Teniendo en cuenta la influencia conjunta de los procesos señalados para asegurar la estabilidad de los bordes que no se trabajan, puede ser necesario tener que disminuir el declive de éstos o realizar medidas complementarias de ingeniería con el fin de alcanzar los índices económicos planificados de excavación del yacimiento.

La estabilidad de los bordes de trabajo para los diversos períodos de la explotación del yacimiento se puede garantizar, principalmente, mediante la dirección de la velocidad de avance del frente de los trabajos de minería e intensidad de desecación.

La escala de las variaciones con el tiempo del estado de las rocas duras componentes del borde de las canteras profundas se determina, en primer lugar, por el nivel de las tensiones. Aquí, por lo visto, se manifiesta más considerablemente el influjo de la resistencia mecánica prolongada y de la meteorización. Además, si existen zonas de debilitamiento del macizo en forma de grietas rellenas de material arcilloso, sobre la magnitud de la presión intersticial en el material arcilloso de relleno (y, respectivamente, sobre la magnitud de la resistencia de éste al desplazamiento) ejercen gran influencia el abatimiento de la capa acuífera y la descarga del macizo como resultado de la reconstrucción del contorno del borde.

En aquel caso cuando los cálculos técnico-económicos demuestran la necesidad de realizar medidas complementarias de ingeniería, adquieren una gran importancia práctica las investigaciones del proceso de reducción con el tiempo de la resistencia mecánica de las rocas, que fueron modificadas mediante la inyección en el macizo del borde de materiales especiales de consolidación y estabilización.

La obtención de las curvas experimentales de la resistencia mecánica prolongada permite reglamentar las escalas de los trabajos de consolidación artificial de las rocas teniendo en cuenta el plazo de servicio de los taludes.

Un elemento importante en la proyección de las excavaciones a cielo abierto es la determinación de la altura y el volumen de las escombreras de las canteras, asimismo como las áreas requeridas para la ubicación de estas últimas.

Para los terraplenes de las escombreras la apreciación de su estabilidad inicial representa un interés primordial ya que, con motivo del desplazamiento del frente de la escombrera, los taludes se renuevan al transcurrir períodos muy breves (del orden de algunos meses). En aquellos casos cuando la base o el cuerpo de la escombrera están formados por rocas arcillosas la utilización del aparato de la teoría de consolidación permite determinar los parámetros geométricos de los terraplenes teniendo en cuenta una serie de factores tecnológicos, que ejercen un influjo conjunto sobre la resistencia de las rocas al desplazamiento. Con esto el grado de compactación de las capas de rocas se debe establecer por medio de dependencias, en las que se introduce la velocidad de avance del frente de la escombrera, y después se debe emplear el gráfico de resistencia de las rocas al desplazamiento (gráfico elegido según el grado de compactación) para apreciar la estabilidad de los taludes. De tal guisa, se efectúa la verificación del régimen de formación de la escombrera desde las posiciones de la estabilidad de los taludes y se aprecia la eficiencia de las medidas de preparación de ingeniería de las bases débiles.

El quebrantamiento de las tierras por los trabajos de minería puede ser reducido a cuenta de la máxima utilización de la red de barrancos-quebradas para la ubicación de las escombreras hidráulicas, asimismo como para aumentar su altura y capacidad sobre la base del control de los procesos de compactación de las masas de rocas. El control tras el estado de las rocas arcillosas colocadas hidráulicamente es posible durante la acumulación hidráulica por capas, para cuya comprobación es racional emplear las soluciones de los problemas de consolidación por filtración, que corresponden a las diversas etapas de trabajo de las capas colocadas hidráulicamente. La utilización de las dependencias teóricas indicadas permite determinar los asientos de las masas de rocas y efectuar la apreciación de la estabilidad de las escombreras hidráulicas teniendo en cuenta las variaciones con el tiempo de la resistencia mecánica de su cuerpo y de la base. La introducción de la acumulación hidráulica por capas en las escombreras combinadas y de tierra garantiza la obtención de un efecto económico considerable a cuenta del aumento de la capacidad de las escombreras y de la aceleración de preparación de sus territorios para su utilización ulterior.

La información primaria respecto a los índices de la variación con el tiempo del estado de tensión-deformación de las rocas, que se emplean durante la predicción de los procesos geomecánicos no

estacionarios, puede ser obtenida durante los trabajos de prospección. Para esto, con el fin de determinar estas características de manera expeditiva y segura, se debe dar preferencia a las investigaciones naturales: a los ensayos presiométricos, a las mediciones de la presión intersticial en las rocas arcillosas y de los asentamientos de las pilas de rocas, que se comprimen como resultado del abatimiento de la capa acuífera o bajo la acción de las cargas de las escombreras experimentales.

Para la precisión de la información primaria durante la construcción y explotación de las canteras se requiere la organización de un amplio complejo de observaciones y experimentos naturales, que aseguran la continuidad de la proyección y la aceptación de soluciones óptimas para controlar los taludes en las diferentes etapas de asimilación del yacimiento. A los elementos principales del control de las propiedades y del estado de las rocas en el macizo en los objetos activos se deben referir: la determinación de las posiciones de las curvas de depresión para los diversos momentos de tiempo; la determinación de las características acuofísicas de las rocas; la precisión de las características de la deformabilidad y resistencia de las rocas al desplazamiento; las observaciones instrumentales tras los desplazamientos verticales y horizontales de las rocas en los bordes de las canteras, escombreras y en sus bases; la determinación del grado real de compactación de las capas de rocas arcillosas y del coeficiente de seguridad de la estabilidad de los taludes mediante las mediciones naturales de la presión intersticial; el sondeo complejo de las rocas areno-arcillosas en los bordes de las canteras y de las escombreras.

CAPITULO 20

Cálculos de predicción durante los trabajos subterráneos

§ 1. Predicción del estado de tensión del macizo durante los trabajos subterráneos

En la actualidad existen varias hipótesis de la presión litostática y de los métodos de cálculo que corresponden a estas hipótesis. A pesar de ciertas diferencias esenciales todas las hipótesis y métodos mecánicos contemporáneos de las rocas (incluyendo también la presión litostática), prácticamente, se basan en los principios de la mecánica de los medios continuos deformables y aprovechan sus regularidades principales.

1. Hipótesis que parten de la suposición respecto al macizo de rocas como si éste fuese un medio continuo, elástico.

En muchos casos, para la solución de los problemas de la presión litostática el empleo de los métodos de la teoría de la elasticidad, por la exactitud y plenitud de los resultados obtenidos, resulta ser bastante satisfactorio. Por otro lado, los métodos de la teoría de la elasticidad, entre otros, son los más estudiados en la mecánica de los medios continuos y se emplean más ampliamente en otros dominios aplicados como, por ejemplo, en la mecánica de construcción. En calidad de ejemplo examinaremos el método de cálculo del académico L. D. Sheviakov, para la determinación de las dimensiones de los pilares de apoyo. Se supone que la presión sobre los pilares es igual a la masa de la columna de rocas suprayacentes desde el techo de la cámara hasta la superficie de la tierra. Como base de la columna sirve una superficie cuya dimensión es igual a la suma de las áreas de las secciones horizontales del pilar de apoyo y de las cámaras adyacentes a los lados largo y corto del pilar, es decir,

$$S = S_p + S'_c + S''_c. \qquad (IV.20)$$

Entonces la presión sobre el pilar será

$$P = \gamma HS,$$

donde γ es la masa media volumétrica de las rocas de la pila suprayacente;

H, la profundidad de la excavación (hasta el techo de las cámaras).

Las dimensiones firmes del pilar en este caso deben satisfacer la condición

$$\gamma HS \leqslant \frac{S_p \sigma_{com}}{K}, \qquad (IV.22)$$

donde σ_{com} es el límite de la resistencia mecánica de las rocas del pilar a la compresión;

K, el coeficiente de seguridad.

En otros problemas más complicados como, por ejemplo, cuando se requiere determinar las tensiones efectivas, su distribución en cierta zona del macizo, revelar los tramos más peligrosos, etc., la solución se realiza teniendo en cuenta los desplazamientos de los puntos del macizo y las deformaciones. En este sentido el método obtuvo desarrollo en los trabajos de K. V. Ruppeneit, M. A. Lipson, V. F. Trumbachiov, y otros.

En los últimos años obtuvo divulgación el método complejo de solución: en las condiciones naturales se determinan los parámetros básicos, que caracterizan las propiedades y el estado del macizo (características de deformación, estado natural de tensión, propiedades de resistencia mecánica, características cualitativa y cuantitativa del fraccionamiento estructural, desnudamientos máximos admisibles y otros); teniendo en cuenta la geometría y la morfología del

yacimiento y del objeto de cálculo se elige el modelo mecánico-matemático y, sobre la base de la información original, se elabora el método de cálculo. Como ejemplo de semejante enfoque puede servir la solución del problema volumétrico del estado de tensión-deformación del conjunto de cámaras y pilares para la excavación del sistema de piso-cámara de cuarcitas ferruginosas de gran potencia horizontal (AMK), que a continuación se expone.

Ejemplo. El objetivo de la solución de este problema es la determinación de las dimensiones racionales de los pilares de apoyo y de las techumbres de las cámaras. En calidad de criterio fundamental han sido elegidas las tensiones admisibles normales de compresión con el control simultáneo de las magnitudes de las flexiones máximas del pilar de techo. Para determinar los valores de las tensiones y de las flexiones se ha admitido el esquema de cálculo a la flexión de una placa rectangular que se apoya libremente por el contorno, que está cargada uniformemente por una carga transversal y que yace sobre una base elástica.

Las investigaciones experimentales permitieron hacer las conclusiones siguientes

1) las magnitudes de las tensiones medidas en el macizo de rocas y en los elementos del sistema de excavación no superan $(600—700)\cdot10^5$ Pa, y son considerablemente menores que el límite de elasticidad de las rocas, igual a $(1800—2000)\cdot10^5$ Pa;

2) al ensayar las muestras de rocas mediante reiterados ciclos de carga y descarga no se han revelado deformaciones residuales;

3) el macizo de rocas tiene un grado moderado de fracturación (la media es de 2—3 grietas por metro lineal), que se caracteriza por su elevada rigidez acústica;

4) la componente horizontal máxima de las tensiones naturales supera en 2,5 . . . 3,0 veces la magnitud de la componente vertical. Los esfuerzos principales (normales) están orientados en direcciones que se aproximan a las horizontales y a la vertical;

5) los índices de deformación y resistencia mecánica de las rocas se caracterizan por sus valores elevados y son: el módulo de elasticidad normal $E = 10\cdot10^{10}$ Pa; el coeficiente de Poisson $\mu = 0{,}22 \ldots 0{,}25$; el límite de resistencia a la compresión $\sigma_{com} = (2200 \ldots 2700)\cdot10^5$ Pa; el límite de resistencia a la tracción $\sigma_t = (70 \ldots 110)\cdot10^5$ Pa.

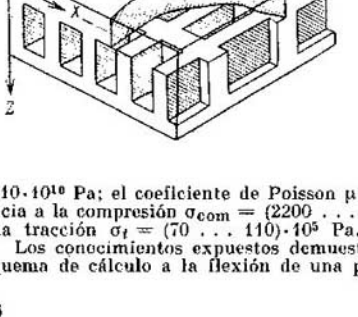


Fig. 74. Esquema de cálculo de las dimensiones de los pilares de apoyo y de las techumbres de las cámaras

Los conocimientos expuestos demuestran que en las condiciones dadas el esquema de cálculo a la flexión de una placa que se apoya libremente por el

contorno y que yace sobre una base elástica refleja muy bien las condiciones reales de trabajo del sistema mecánico "techumbre—pilares".

La determinación de las tensiones estáticas y de los desplazamientos en los pilares de techo y de apoyo la efectuaremos según el esquema siguiente.

La ecuación diferencial general de la flexión de la placa rectangular que se expone en la fig. 74, en el sistema de ordenadas, tiene el aspecto:

$$\nabla^2\nabla^2 W = \frac{q}{D} - \frac{kW}{D}\,, \tag{IV.23}$$

donde ∇^2 es el operador de Laplace;

q, la carga transversal uniforme;

W, la magnitud de la flexión de la techumbre;

$D = \dfrac{Eh^3}{12\,(1-\mu^2)}$ es la rigidez cilíndrica;

E, el módulo de elasticidad de las rocas de la techumbre;

μ, el coeficiente de Poisson;

h, el espesor de la techumbre;

$k = \dfrac{E}{h_p\,(1-\mu^2)}\lambda$ es el coeficiente del lecho;

h_p, la altura de los pilares;

$\lambda = 1 - \dfrac{cd}{(c+\delta)(d+\delta)}$, el coeficiente de pérdidas de mineral en los pilares de apoyo;

c, d, las dimensiones características de las cámaras rectangulares;

δ, el espesor de los pilares de apoyo.

Las soluciones de la ecuación (IV.23) es conveniente representarlas mediante la serie doble trigonométrica:

$$W = \frac{16q}{\pi^2}\sum_{m}^{\infty}\sum_{n}^{\infty}\frac{\operatorname{sen}\dfrac{m\pi x}{a}\cdot\operatorname{sen}\dfrac{n\pi y}{b}}{mn\left[\pi^4 D\left(\dfrac{m^2}{a^2}+\dfrac{n^2}{b^2}\right)+k\right]}\,, \tag{IV.24}$$

donde a, b, son las dimensiones características de la techumbre;

m, $n = 1, 3, 5.$

Si se introduce la designación

$$f = \frac{k}{\pi^4 D} = \frac{12}{\pi^4 h^3 h_p}\,, \tag{IV.25}$$

las fórmulas necesarias para el cálculo de las flexiones y de las tensiones se pueden obtener en la forma:

$$W = \frac{16q}{\pi^6 D}\sum_{m}^{\infty}\sum_{n}^{\infty}\frac{1}{mn\left[\left(\dfrac{m^2}{a^2}+\dfrac{n^2}{b^2}\right)^2+f\right]}\operatorname{sen}\frac{m\pi x}{a}\operatorname{sen}\frac{n\pi y}{b}\,, \tag{IV.26}$$

$$\sigma_x = \frac{192qz}{\pi^4 h^3}\sum_{m}^{\infty}\sum_{n}^{\infty}\frac{\left(\dfrac{m}{na^2}+\mu\dfrac{n}{mb^2}\right)}{\left(\dfrac{m^2}{a^2}+\dfrac{n^2}{b^2}\right)^2+f}\operatorname{sen}\frac{m\pi x}{a}\operatorname{sen}\frac{n\pi y}{b}\,, \tag{IV.27}$$

$$\sigma_y = \frac{192qz}{\pi^4 h^3}\sum_{m}^{\infty}\sum_{n}^{\infty}\frac{\left(\dfrac{n}{mb^2}+\mu\dfrac{m}{na^2}\right)}{\left(\dfrac{m^2}{a^2}+\dfrac{n^2}{b^2}\right)^2+f}\operatorname{sen}\frac{m\pi x}{a}\cdot\operatorname{sen}\frac{n\pi y}{b}\,. \tag{IV.28}$$

Con esto, la presión máxima sobre la base elástica continua por parte de la techumbre es igual a

$$P_{máx} = kW_{máx}. \qquad (IV.29)$$

El ejemplo expuesto de solución del problema volumétrico con los métodos de la teoría de la elasticidad ilustra las ventajas de la combinación de los métodos experimental y analítico al resolver problemas complicados. No obstante, en la práctica se encuentran gran cantidad de casos cuando la solución de los problemas de la presión litostática con los métodos de la teoría de la elasticidad es ilícita. Por ejemplo, en el caso cuando la pila de rocas está representada por arcillas, arenas u otras rocas semejantes a éstas por sus propiedades mecánicas, el modelo mecánico-matemático elástico del ambiente no refleja los parámetros reales de los fenómenos minero-geológicos en el macizo.

2. Las hipótesis que parten de la noción sobre el macizo de rocas como de un medio continuo, que se deforma plásticamente, están elaboradas con arreglo a los macizos compuestos por rocas plásticas coherentes (arcillas, esquistos, margas, tierras arcillosas), rocas incoherentes que se deforman plásticamente (arenas, variedades arcillo-arenosas y otras sueltas), y asimismo con arreglo a las rocas duras y semiduras muy fisuradas. Se supone que las rocas se deforman principalmente con plasticidad, mientras que la parte de las deformaciones elásticas es insignificante.

La mayoría de las hipótesis nacionales de esta tendencia se basan en la teoría del equilibrio límite de los medios plástico coherente y suelto, elaborada por V. V. Sokolovski. El establecimiento de los términos de las zonas del estado límite de tensión y la construcción de las curvas de deslizamiento, que rellenan estas zonas y determinan la forma de las superficies de deslizamiento, es una particularidad característica del método.

En calidad de ilustración examinaremos el problema de determinación de las dimensiones firmes de los pilares de apoyo en las rocas duras fisuradas (según K. V. Ruppeneit). Primeramente determinamos la carga sobre la sección media del pilar, con la que éste pasa al estado de equilibrio límite; el valor medio de la carga sobre el pilar se determina por la fórmula

$$\left.\begin{aligned} &\frac{P}{2} = 2k\left(\operatorname{arctg}\frac{b}{h} + \frac{h}{b}\operatorname{sen}^2\mu_0\right) - H, \\ &k = (2\mu_0 - \operatorname{sen}^2\mu_0)\,H, \\ &H = k\operatorname{ctg}\varphi, \end{aligned}\right\} \qquad (IV.30)$$

donde k es la magnitud de la coherencia por los planos de las fisuras;
φ, el ángulo de rozamiento por los planos de las fisuras;
$2b$, la anchura del pilar;
h, la altura del pilar;
μ_0, cierto coeficiente, que se determina por la segunda ecuación del sistema.

A continuación calculamos la carga real sobre el pilar con cualquiera de los métodos conocidos (por ejemplo, como la masa de la columna de rocas sobre el pilar hasta la superficie) y, comparando los valores obtenidos de la carga límite (de rotura) y de la carga real sobre el pilar, se determina el coeficiente de seguridad de la resistencia mecánica del pilar.

La inmensa mayoría de las rocas débiles y una parte considerable de las semiduras (particularmente fisuradas) tienen propiedades reológicas de suficiente elocuencia. Debido a esto, al resolver los problemas de la presión litostática, se toman modelos complicados mecánico-matemáticos, viscoplásticos, elastoviscoplásticos y otros. Esto permite reflejar más auténticamente las condiciones reales y los parámetros de los fenómenos minero-geológicos.

Examinemos la utilización de estos principios en un ejemplo concreto.

Ejemplo. Se resuelve el problema del cálculo de la carga sobre la entibación de los pozos verticales, excavados en el macizo estratificado de rocas arenoarcillosas. El análisis de la estructura de la pila de rocas y las observaciones tras la conducta de las muestras de éstas bajo la carga permiten hacer la deducción respecto al hecho de que las arcillas húmedas, las arenas saturadas de agua, las cretas y las margas satisfacen el modelo no lineal elastoviscoso de la conducta de los materiales.

El esquema de la formación del campo de fuerzas y el trabajo del sistema mecánico los representaremos en la forma siguiente.

El estado de tensión en todas las capas del macizo se determina por la masa propia de las rocas, es decir, la componente vertical es igual a $\sigma_z = \gamma H$; las tensiones horizontales se admiten ser iguales en cualquier dirección en el plano horizontal, y sus magnitudes dependen de los valores de los coeficientes del empuje lateral. En el macizo de rocas se excava un pozo cilíndrico vertical en el que sistemáticamente, a medida que se avanza, se instala e introduce la entibación para que trabaje. Al terminar los trabajos la entibación y el macizo de rocas circundante forman un sistema mecánico único, que está cargado por las fuerzas de la masa de rocas y que funciona en las condiciones de la deformación radial estrecha.

Partimos de las suposiciones siguientes respecto a los procesos deformatorios en el sistema que examinamos:

1) para el momento en que la entibación se pone en trabajo en la excavación logran desarrollarse desplazamientos radiales, que denominaremos iniciales y designaremos por U_0;

2) después de poner la entibación en trabajo se establece un contacto directo por el contorno externo entre ésta y el macizo, y es la entibación la que se opone al desplazamiento ulterior de las paredes de la excavación;

3) durante el trabajo conjunto de la entibación y del macizo de rocas tienen lugar desplazamientos radiales en el contorno de la excavación, ya que la entibación tiene una compresibilidad determinada;

4) al transcurrir un intervalo de tiempo suficientemente grande ($t \to \infty$) el proceso de la deformación conjunta del entibado y del macizo de rocas se interrumpe y en el contorno externo de la excavación se establecen los desplazamientos máximos $U_{máx}$;

5) puesto que la superficie interna del pozo está libre de tensiones normales (es decir, tiene lugar la descarga de la superficie interna del pozo), deben surgir deformaciones verticales del entibado y del macizo circundante al pozo. Sin embargo, a una profundidad suficiente, debido a la rigidez de la pila de rocas suprayacentes, la descarga en una zona limitada conducirá a la transmisión de cierta presión complementaria al macizo circundante, que percibirá ésta sin deformaciones considerables. Las investigaciones teóricas y experimentales confirman la existencia de una zona de descarga alrededor del pozo;

6) las presiones radiales (tensiones) a una distancia suficiente del pozo corresponderán por su magnitud a las tensiones en el macizo intacto, y en el contorno externo del pozo la magnitud de éstas dependerá de la compresibilidad del entibado.

Lo expuesto permite resolver el problema en las condiciones de la deformación plana. La solución del problema se basa en un método fundamentado en las condiciones de equilibrio de los elementos del sistema y de la continuidad de las deformaciones para el medio no lineal elastoviscoso, método que fue elaborado por A. S. Strógonov. Examinemos la entibación combinada de capas múltiples

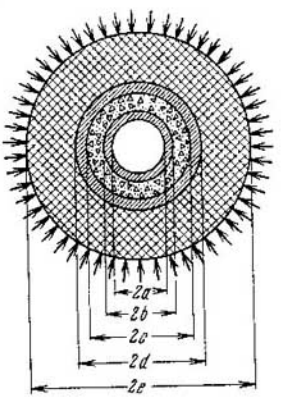


Fig. 75. Esquema para el cálculo de la presión sobre el entibado de capas múltiples de un pozo

del pozo, que se utiliza en condiciones hidrogeológicas e ingeniero-geológicas de particular complicación (fig. 75) y que se compone de dos columnas de encubado cuyo espacio entre las cuales está relleno por hormigón in situ.

Primeramente examinaremos el estado de tensión-deformación del anillo interior de encubado, cargado por la presión radial P_B en el contorno exterior del anillo. La ecuación mecánica del estado del anillo del encubado de fundición, al observar la condición de frontera $\sigma_{r/r=a} = 0$, puede ser escrita en la forma:

$$\left.\begin{aligned}
\sigma_r &= \tau_s \ln \frac{\tau_s + 2GU_B \frac{b}{a^2}}{\tau_s + 2GU_B \frac{b}{r^2}} + 2\mu V_B b \left(\frac{1}{a^2} - \frac{1}{r^2}\right); \\
\sigma_y &= \frac{4GU_B \frac{b}{r^2}}{\tau_s + 2GU_B \frac{b}{r^2}} \tau_s + \tau_s \ln \frac{\tau_s + 2GU_B \frac{b}{a^2}}{\tau_s + 2GU_B \frac{b}{r^2}} + 2\mu V_B b \left(\frac{1}{a^2} - \frac{1}{r^2}\right); \\
\sigma_z &= \frac{2GU_B \frac{b}{r^2}}{\tau_s + 2GU_B \frac{b}{r^2}} \tau_s + \tau_s \ln \frac{\tau_s + 2GU_B \frac{b}{a^2}}{\tau_s + 2GU_B \frac{b}{r^2}} + 2\mu V_B \frac{b}{a^2},
\end{aligned}\right\} \quad \text{(IV.31)}$$

donde σ_r, σ_y, σ_z, son, respectivamente, las tensiones radial, tangencial (circunferencial) y axial en el anillo del encubado;

τ_s, el límite de fluencia de la fundición;
G, el módulo inicial de desplazamiento para la fundición;
μ, el coeficiente de viscosidad plástica;
U_B, V_B, la magnitud y velocidad de desplazamiento en la superficie externa ($r = b$) del anillo interno del encubado.

Teniendo en cuenta la linealidad de la conexión entre U_B, V_B y los desplazamientos U_d y las velocidades de los desplazamientos V_d en el contorno externo de la entibación combinada la expresión para la carga radial ($\sigma_r = P_d$) se puede escribir en la forma:

$$P_B = \tau_s \ln \frac{\tau_s + 2G\overline{U}_d \frac{d}{a^2}}{\tau_s + 2G\overline{U}_d \frac{d}{b^2}} + 2\mu \overline{V}_d d \left(\frac{1}{a^2} - \frac{1}{b^2} \right), \qquad \text{(IV.32)}$$

donde $U_B = \overline{U}_d\,(d/b)$; $V_B = \overline{V}_d\,(d/b)$.

Examinando sucesivamente el estado de tensión-deformación del relleno de hormigón y del anillo exterior del encubado, obtenemos expresiones análogas para la carga radial en el contorno exterior del relleno de hormigón P_c y del anillo del encubado P_d:

$$P_c = \left\{ \left[H_h + \tau_s \ln \frac{\tau_s + 2G\overline{U}_d \frac{d}{a^2}}{\tau_s + 2G\overline{U}_d \frac{d}{b^2}} + 2\mu \overline{V}_d d \left(\frac{1}{a^2} - \frac{1}{b^2} \right) \right] + 2\mu_h \overline{V}_d \frac{d}{b^2} \right\} \times$$

$$\times \left[\frac{\operatorname{tg} \psi_h + 2G_h \overline{U}_d \frac{d}{b^2} (1 - \operatorname{tg} \psi_h)}{\operatorname{tg} \psi_h + 2G\overline{U}_d \frac{d}{c^2} (1 - \operatorname{tg} \psi_h)} \right]^{\frac{\operatorname{tg} \psi_h}{1 - \operatorname{tg} \psi_h}} - 2\mu_h \overline{V}_d \frac{d}{c^2} - H_h; \qquad \text{(IV.33)}$$

$$P_d = P_c + \tau_s \ln \frac{\tau_s + 2G\overline{U}_d \frac{d}{c^2}}{\tau_s + 2G\overline{U}_d \frac{1}{d}} + 2\mu \overline{V}_d d \left(\frac{1}{c^2} - \frac{1}{d^2} \right), \qquad \text{(IV.34)}$$

donde H_h es la presión hidrostática, equivalente a la cohesión en el hormigón;
ψ_h, el ángulo de rozamiento interno del hormigón.

A continuación se resuelve el problema de contacto para la entibación combinada, conjugada con el macizo circundante de rocas y se determina la presión por parte del macizo ilimitado sobre la entibación

$$P_d = (H_r + P_\infty) \left[\frac{\operatorname{tg} \psi_r}{\operatorname{tg} \psi_r + 2G_r (U_{d_0} - \overline{U}_d)(1 - \operatorname{tg} \psi_r) \frac{1}{d}} \right]^{\frac{\operatorname{tg} \psi_r}{1 - \operatorname{tg} \psi_r}} -$$

$$- 2\mu \overline{V}_d \frac{1}{d} - H_r, \qquad \text{(IV.35)}$$

donde P_∞ es la presión dada (tensión horizontal) sobre una superficie cilíndrica infinitamente alejada ($r = \infty$);

H_r, ψ_r, G_r, μ_r, las características de las rocas, análogas a las indicadas anteriormente;
U_{d_0}, la holgura inicial entre la entibación y el macizo de rocas.

Igualando (IV.35) y (IV.34) obtenemos la ecuación diferencial para $d\overline{U}_d/dt$, y, al resolverla (mediante la integración numérica), obtenemos los valores $\overline{U}_d$ y $\overline{V}_d$. La sustitución de los valores $\overline{U}_d$ y $\overline{V}_d$ para los intervalos dados de tiempo t en la fórmula (IV.34) da la posibilidad de determinar la presión de contacto P_d y la variación de ésta con el tiempo.

A continuación no es difícil determinar las cargas P_c y P_B, sustituyendo los valores obtenidos de P_d en las fórmulas correspondientes (IV.31) y (IV.33).

3. Las hipótesis que parten de la noción sobre el macizo de rocas como de un medio suelto, incoherente, obtuvieron una amplia divulgación al estudiar la presión litostática y al calcular las entibaciones de las excavaciones mineras. Por una parte, esto se explica por la gran propagación de las rocas y terrenos que pueden ser referidos a la categoría de incoherentes o de poca coherencia. Por otra parte, estas hipótesis explican de manera muy sencilla la esencia física de la presión litostática ya que, en realidad, tienen solamente una constante física: el ángulo de rozamiento. Por esto, las deducciones analíticas de las hipótesis del medio suelto son más lógicas y sencillas.

En la ciencia minera nacional la más conocida es la hipótesis de M. M. Protodiákonov. Basándose en las investigaciones experimentales y teóricas éste demostró que sobre la excavación se forma una bóveda de rocas de equilibrio natural, que tiene contornos

Fig. 76. Esquema de cálculo para determinar la altura de la bóveda

parabólicos, y que la presión sobre la entibación de la excavación por su magnitud es igual a la masa del volumen de rocas comprendido en los límites de la bóveda de equilibrio. El método de cálculo del entibado según la hipótesis de la bóveda de equilibrio natural, con ciertas correcciones, se ofrece en la forma siguiente (el esquema de cálculo se expone en la fig. 76). La altura de la bóveda de equilibrio se determina por la condición

$$b = \frac{a}{f}, \qquad \text{(IV.36)}$$

donde $f = \operatorname{tg} \varphi$ es el coeficiente de rozamiento (cuando el ángulo de rozamiento interno de las rocas es φ);

a_1, la semiluz de la bóveda.

La magnitud de la semiluz de la bóveda de equilibrio puede ser hallada como

$$a_1 = a_s + h_s \operatorname{ctg}\left(45° + \frac{\varphi}{2}\right), \qquad \text{(IV.37)}$$

donde a_s es la semiluz de la excavación;

h_s, la altura de la excavación.

El ángulo de deslizamiento de las rocas en los lados de la excavación

$$\theta = 45° + \frac{\varphi}{2}. \qquad \text{(IV.38)}$$

La intensidad de la carga en el techo de la excavación, generalmente, se toma (con cierto aumento) en forma de

$$P_B = \gamma b. \qquad \text{(IV.39a)}$$

La magnitud de la carga lateral puede ser apreciada aproximadamente como

$$P_\delta = \gamma (b + 0{,}5h_s) \operatorname{tg}\left(45° - \frac{\varphi}{2}\right). \qquad \text{(IV.39b)}$$

Las tesis fundamentales de la estática del medio suelto han sido utilizadas al elaborar (Borisenko, 1960) el método del cálculo de las dimensiones de los pilares para las condiciones de los yacimientos metalíferos de buzamiento abrupto. Esto método consiste en lo siguiente [6, 7].

En la suposición de que los pilares entre las cámaras se pueden considerar como muros de retención, que sostienen las rocas encajantes (suprayacentes) para que no se acerquen (fig. 77), se hacen las admisiones siguientes:

1) la superficie de acercamiento de los prismas de deslizamiento (ABFE) es plana;

2) los pilares se deforman bajo la acción de la carga, hecho que crea las condiciones para la formación de los prismas de deslizamiento.

El método permite determinar las dimensiones de los pilares tanto por el estado límite como también por las tensiones límites. Sin embargo, la determinación de la carga límite, como regla, se efectúa con dificultad, por lo que el segundo esquema de cálculo, que se basa en las tensiones admisibles en el pilar, está más divulgado.

De acuerdo a los esquemas de las cargas expuestos en la fig. 77 y a las correlaciones geométricas, la anchura del pilar resulta ser igual a

$$a = \frac{PB}{\sigma_{\text{com}} b - P}, \qquad \text{(IV.40)}$$

donde P es la carga lateral sobre el pilar;

B, la anchura del prisma de deslizamiento;

b, la altura del prisma de deslizamiento;

σ_{com}, la tensión admisible del material del pilar a la compresión, que se admite ser igual a $\sigma_{com} = \sigma_{lim}/n$ (aquí σ_{lim} es el límite de resistencia a la compresión y n es el coeficiente de seguridad mecánica).

La magnitud de la presión lateral sobre el pilar en este caso se calcula por la fórmula

$$P = \frac{\gamma h\,(H + 0{,}5h)\,(\operatorname{ctg}\alpha + \operatorname{ctg}\beta)\,\operatorname{sen}(\beta - \varphi)}{\operatorname{sen}(\alpha + \beta - \varphi)}, \qquad (IV.41)$$

donde h es la altura del pilar;

H, la profundidad de la excavación;

γ, la masa volumétrica media de las rocas suprayacentes;

α, el ángulo de buzamiento del yacimiento;

β, el ángulo de acercamiento de las rocas del respaldo alto;

φ, el ángulo de rozamiento interno de las rocas de la pila suprayacente.

En esta variante se supone que sobre el pilar ejerce un empuje fundamental la masa del prisma de deslizamiento de las rocas en el

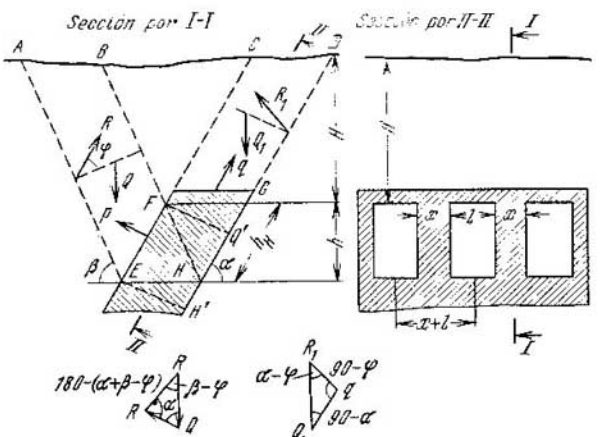


Fig. 77. Esquema para el cálculo de los pilares entre las cámaras (según A. A. Ilivitski)

respaldo alto, mientras que la presión vertical es relativamente pequeña y no altera los resultados. No obstante, no siempre esto es así y, para comparar, en muchos casos es menester determinar también la carga vertical. Esta última depende del estado de las rocas excavadas.

Si las rocas suprayacentes se han desplomado o tienen una estructura natural incoherente, la carga vertical sobre el pilar puede ser determinada por analogía a la presión de un árido sobre el fondo de las tolvas piramidales

$$q_1 = \frac{\gamma R}{fk}, \qquad \text{(IV.42)}$$

donde γ es la masa volumétrica de las rocas;
$R = F/S$ es el radio hidráulico de la base, igual a la relación entre el área de ésta y su perímetro;
$f = \operatorname{tg} \varphi$, donde φ es el ángulo de rozamiento interno;
$k = (1 - \operatorname{sen} \varphi)/(1 + \operatorname{sen} \varphi)$ es el coeficiente de movilidad de las rocas.

Si las rocas que se excavan tienen ligazón entre las partículas entonces la presión vertical se puede determinar partiendo de la masa del prisma de deslizamiento CFGD (vean fig. 77)

$$q_2 = \frac{\gamma H m \operatorname{sen} (\beta_1 - \varphi)}{\cos \varphi}, \qquad \text{(IV.43)}$$

donde m es la potencia horizontal del criadero;
β_1, el ángulo de acercamiento de las rocas del respaldo bajo del criadero.

§ 2. Cálculos del acercamiento de las rocas

Los métodos existentes de cálculo del acercamiento de las rocas, fundamentalmente, están elaborados para los macizos que durante su excavación se deforman con plegamiento. Las investigaciones más fundamentales en esta rama fueron realizadas por S. G. Avershin [2], que propuso un método de cálculo basado en la solución del problema de determinación de las velocidades de desplazamiento de los puntos de un semiplano que se deforma plásticamente.

Partiendo de estas nociones S. G. Avershin propuso la siguiente fórmula para el precálculo de los asentamientos verticales en las secciones principales de la cubeta:

$$\eta = \eta_a \left(1 - \frac{x}{L}\right)^n e^{\frac{m}{4} x}, \qquad \text{(IV.44)}$$

donde η es el asentamiento de la superficie terrestre con abscisa x;
η_a, la magnitud máxima de asentamiento;
L, la distancia desde el límite de la cubeta hasta el punto con asentamiento máximo;
n, cierta magnitud constante;
e, la base del logaritmo natural.

La magnitud η_a fue calculada por S. G. Avershin según la fórmula de Brigs

$$\eta_a = \frac{a}{a + \sqrt{H}} m, \qquad \text{(IV.45)}$$

donde a es un coeficiente que se calcula experimentalmente para cada cuenca;

H, la profundidad de los trabajos de minería;

m, la potencia del criadero.

También se han elaborado otros métodos analíticos de determinación de los parámetros del movimiento, que se basan en otros modelos mecánico-matemáticos. El defecto general de estos métodos es la dificultad de obtener valores seguros de los diferentes coeficientes y magnitudes que entran en las fórmulas de cálculo y la circunstancia de que todos éstos son legítimos en cierta zona estrecha, es decir, en determinadas condiciones.

Las circunstancias expuestas incitaron a los investigadores a elaborar fórmulas empíricas para la determinación de ciertos parámetros del acercamiento.

En los últimos años en el BHIIMII (VNIMI) se ha elaborado una serie de metodologías de precálculo del acercamiento de las rocas para los principales yacimientos de la URSS, que dan buena convergencia con los datos prácticos.

Por ejemplo, para las condiciones del Donbás, durante la excavación primaria de la capa con ángulo de buzamiento α en los límites $0 < \alpha < 70°$: a) la magnitud del asentamiento máximo de la superficie terrestre se calculará por la expresión

$$\eta_m = 0{,}8\ m \cos\alpha \sqrt{t_1 t_2},$$

donde m es la potencia de la capa que se extrae;

$t_1 = 0{,}9\ (D_1 H - \Delta a_1 - \Delta a_2)$;

$t_2 = 0{,}9\ (D_2 H - \Delta a_3 - \Delta a_4)$;

Δa_1, Δa_2 son las correcciones a cuenta del influjo de los pilares entre los tajos largos, pilares que están situados en los términos superior e inferior del tajo;

Δa_3, Δa_4, las correcciones a cuenta del influjo de los pilares en los términos del tajo a lo largo de la dirección de la capa;

D_1, D_2, las dimensiones de la excavación según el buzamiento y dirección de la capa;

b) la inclinación máxima de la superficie

$$i = \left(1{,}5 - \frac{\alpha}{57°}\right) \frac{m}{H};$$

c) la curvatura máxima k_0

$$k_0 = \frac{\eta_m}{L} S_{(z)},$$

donde L es la longitud de la semicubeta;

$S_{(z)}$, el coeficiente de corrección;

d) el acercamiento horizontal máximo

$$\xi_0 = (0{,}3 + 0{,}7 \operatorname{tg}\alpha)\ \eta_m;$$

e) la tracción máxima y la compresión

$$\varepsilon = \left(0{,}6 + 0{,}9\ \frac{\alpha}{57°}\right) \frac{m}{H} \cos\alpha.$$

§ 3. Predicción de algunas deformaciones viscoplásticas de las rocas en los alrededores de las excavaciones subterráneas

Durante la construcción y explotación de excavaciones mineras en los medios de estratificación heterogénea es probable el proceso de la extrusión mecánica de las intercalaciones arcillosas fuera del contorno de la excavación, cuya causa se puede explicar por el flujo viscoplástico de las rocas.

La condición principal para que se manifieste el estado plástico es la ejecución de los trabajos de minería. En el macizo estratificado inquebrantado las rocas arcillosas pueden encontrarse en estado de equilibrio plástico, cuya alteración (es decir, la creación de la excavación) conduce al flujo de las rocas hacia el lado del desnudamiento. Las rocas arcillosas también pueden pasar al estado plástico en el proceso de la edificación de la excavación. Sin embargo, independientemente de las condiciones de su surgimiento, la causa del estado plástico es el alcance por la roca del límite de fluencia.

La diferenciación de los índices de las propiedades físico-mecánicas de las rocas del macizo estratiforme determina el proceso del desplazamiento de las capas intercaladas. Si las deformaciones crecen lentamente y el proceso puede ser caracterizado como equiponderante e irreversible, se debe hablar del proceso de flujo viscoplástico y considerar a las rocas arcillosas como un medio viscoplástico.

La representación de las rocas como un modelo de medio viscoplástico fue utilizada por una serie de investigadores (T. A. Krizhanovskaya, A. P. Maxímov, V. A. Litkin, I. Salustóvich, A. A. Repko, M. I. Veskov) para la descripción de la manifestación de la presión litostática en las excavaciones subterráneas.

El mérito de semejante aproximación es la obtención de la solución en velocidades, hecho que permite determinar la magnitud del desplazamiento de las rocas en cualquier intervalo de tiempo.

Al investigar la presión de las rocas sobre el entibado de las excavaciones horizontales T. A. Krizhanovskaya efectuó una descripción del flujo viscoplástico de las rocas con ayuda de las ecuaciones de la hidrodinámica del líquido viscoso (ecuación de Navier-Stokes). Se propone que el flujo de las rocas sea descrito por la ecuación del líquido de Newton en la condición de la superación de la tensión límite de desplazamiento, es decir, se examina el proceso estacionario.

La velocidad máxima de acercamiento de las rocas del techo en la dirección vertical se determina por la expresión

$$v_{\text{máx}} = \frac{\gamma}{2\mu}(a - y_0)^2 - \frac{Rn}{abH}\left(\frac{a^2 - y_0^2}{2\mu}\right), \qquad \text{(IV.46)}$$

donde γ es la masa volumétrica de la roca;

$2a$, la anchura de la excavación;

y_0, la ordenada;

H, la profundidad de los trabajos;
n, la cantidad de montantes en 1 m de la excavación;
R, la reacción de resistencia;
b, la distancia entre los montantes.

Al estudiar los procesos de extrusión ("levantamiento") de las rocas arcillosas A. P. Maxímov, utilizando la ecuación de Shvedov—Bingham, llega a la conclusión sobre la base de cálculos matemáticos respecto al hecho de que para la investigación de las deformaciones del cuerpo de Bingham en la zona de las tensiones que determinan su flujo, se puede utilizar la ecuación de la hidrodinámica del líquido viscoso, sin imponer limitaciones sobre la velocidad del movimiento. El flujo viscoplástico del medio se somete a las regularidades del líquido viscoso de Newton en la condición cuando las tensiones tangenciales superen la resistencia límite al desplazamiento.

La fórmula para el cálculo de la velocidad de flujo de la roca a la excavación tiene el aspecto

$$v = \frac{Q(\cos 2\theta - \cos \alpha)}{r(\operatorname{sen} \alpha - \alpha \cos \alpha)}, \qquad \text{(IV.47)}$$

donde Q es el volumen de roca que entra en la excavación en la unidad de tiempo;
α, el ángulo entre las generadoras de la excavación;
θ, el ángulo entre el eje de la excavación y el radio;
r, el radio.

El proceso de extrusión de las rocas fuera del contorno de la excavación fue estudiado por V. A. Litkin, aproximando para ello las rocas al modelo de Shvedov—Bingham. La extrusión de la capa fina, comprendida entre las capas rígidas de rocas de espesor ilimitadamente grande, se asemejaba al proceso de extrusión de los materiales a las ranuras de los moldes durante el estampado en frío de los metales. Las fórmulas de cálculo se obtuvieron sobre la base de la teoría elaborada por A. N. Iliushin.

La fórmula para la determinación de la velocidad de extrusión de las rocas a la excavación tiene el aspecto

$$v = \frac{3h_0}{4Et_{rel}a}\left(\frac{Ph_0}{b+4h_0} - 2\tau_s b\right), \qquad \text{(IV.48)}$$

donde P es la carga sobre una banda unidad de la longitud del pilar;
h_0, el espesor de la capa;
E, el módulo de elasticidad;
t_{rel}, el tiempo de relajación;
$2a$, la anchura de la excavación;
$2b$, la anchura del pilar;
τ_s, el límite de fluencia de las rocas.

Para la determinación de los desplazamientos en el contorno de una excavación redonda no entibada A. Salustovich recomienda

la fórmula

$$U_t = U_\infty \sqrt{1 - e^{-\alpha(t_0+t)}}, \qquad \text{(IV.49)}$$

donde U_∞ es el desplazamiento máximo en el contorno;

t_0, una magnitud constante, que se determina partiendo de la condición de que en el momento inicial de propagación de la zona de plasticidad el radio de la zona es igual al radio de la excavación;

t, el tiempo que se registra desde el momento en que se efectuó la excavación;

$\alpha = 2 \operatorname{sen} \varphi (1 - \operatorname{sen} \varphi)$;

φ, el ángulo de rozamiento interno.

La magnitud U_∞ se calcula por la expresión

$$U_\infty = \frac{\tau_s r e^{2z} \sqrt{3}}{\alpha 3 \eta e^{2\alpha}},$$

donde η es el coeficiente de viscosidad de las rocas;

r, el radio de la excavación;

τ_s, el límite de fluidez de la roca, que se determina partiendo de la condición de Guber—Mizes:

$$z = \frac{P - \frac{2}{\sqrt{3}} \tau_s}{\frac{4}{\sqrt{3}} \tau_s},$$

aquí P es la presión vertical en el macizo.

La magnitud de la zona plástica se determina por la expresión $R_\infty = re^z$.

Según la opinión de A. A. Repko, el proceso de extrusión de las rocas arcillosas al excavar pozos verticales se puede asemejar al caso de extrusión de una capa viscoplástica comprendida entre dos placas duras en una de las cuales existe un agujero redondo. Partiendo de la noción respecto al medio viscoplástico modelo Shvedov—Bingham, la solución del problema se efectúa utilizando las ecuaciones de la hidrodinámica del líquido viscoso.

La velocidad del flujo de las rocas hacia el lado de la denudación tiene el aspecto de

$$v_{máx} = -\frac{1}{2\mu}\left[\frac{P_z}{r \ln \frac{r_2}{r_1}} + \frac{3\tau_0}{2h}\left(\frac{r_2 - r_1}{r \ln \frac{r_2}{r_1}}\right)\right](h - h_0), \qquad \text{(IV.50)}$$

donde τ_0 es la tensión límite de desplazamiento;

μ, el coeficiente de la viscosidad dinámica del medio;

P_z, la presión activa;

h, la mitad de la potencia de la capa extruída;

h_0, la dimensión del núcleo de flujo;

r_1, el radio exterior de la capa, igual a la zona de perturbaciones;

r_2, el radio interior de la capa, igual al radio del pozo.

Los problemas expuestos se resolvieron con arreglo a las condiciones de los yacimientos carboníferos y metalíferos y a una situación minero-geológica concreta.

§ 4. Predicción de las deformaciones del macizo durante el abatimiento profundo de la capa acuífera

La ejecución del abatimiento de la capa acuífera en los yacimientos con condiciones hidrogeológicas complicadas (elevado empuje de las aguas subterráneas y gran abundancia de agua) conduce a la alteración del estado de tensión-deformación del macizo. Al predecir las deformaciones de los macizos es necesario tener en cuenta la magnitud del gradiente inicial de filtración, la resistencia estructural de las rocas, la fluencia plástica del esqueleto mineral y la dinámica del incremento de la carga de depresión.

Teniendo en cuenta las dimensiones considerables en el plano de los campos de abatimiento de la capa acuífera, para la predicción del estado de tensión-deformación de los macizos de rocas que se desecan, es absolutamente admisible emplear las soluciones de los problemas unidimensionales de compactación. La carga de depresión $q = \Delta H \gamma_a$ (donde ΔH es la reducción del empuje y γ_a, la densidad del agua) se reduce a la de banda mediante la división del embudo de depresión en bloques. La posición de la superficie de depresión se toma según los datos de los cálculos hidrogeológicos (en la etapa de proyección) o según las observaciones naturales (al asimilar el yacimiento).

Mediante las investigaciones experimentales de los procesos de consolidación de las pilas de rocas desecadas, efectuadas por los institutos ВНИМИ, ВИОГЕМ y МГИ (VNIMI, VIOGEM y MGI) con arreglo a las condiciones de los yacimientos de los centros de mineral de hierro de Zaporozhe y Belgorod, se ha establecido que para la predicción de la compactación de capas aisladas de diferente composición litológica se deben utilizar las soluciones de los problemas siguientes:

1) de la consolidación por filtración de la capa de roca seudobifásica (para las arenas y arcillas);

2) de la fluencia plástica de la roca seudomonofásica (para las rocas carbonatadas);

3) de la consolidación por filtración y de la fluencia plástica de la capa de roca bifásica (para los esquistos meteorizados semejantes a las arcillas).

Los casos enumerados de deformación unidimensional de las capas de rocas se deben estudiar para las diferentes etapas de su compactación (bajo carga de depresión que crece gradualmente

y que es constante, respectivamente, para los períodos de desarrollo de la estabilización de la curva de depresión).

Los fenómenos de filtración en las rocas arcillosas compactas se moderan por la existencia de un gradiente inicial que, por ejemplo, para las arcillas de Kiev del yacimiento de Yuzhno-Belozersk, alcanza $I_0 \approx 40$ (según los datos de las observaciones naturales), y para las arcillas del Bathonense-Bayócico del yacimiento de Yakovlevsk $I_0 \approx 30$ (según los datos de los ensayos en estabilómetros universales). La potencia de la zona de compactación activa en los límites de la capa que se examina de rocas arcillosas, teniendo en cuenta la magnitud I_0 y la reducción dada del empuje ΔH, se calcula por la relación

$$h_a = \frac{\Delta H}{I_0}.$$

El proceso de compactación solamente se desarrolla después que la carga de depresión supera la resistencia estructural de la roca.

La resistencia estructural de la roca P_{est} se tiene en cuenta aproximadamente mediante la reducción de la carga de depresión en una magnitud igual a la de la resistencia estructural de la roca (es decir, la magnitud de cálculo de la carga compactadora $q^c = q - P_{est}$).

La fórmula para el cálculo del asentamiento de la capa de roca seudomonofásica, teniendo en cuenta las regularidades de la fluencia plástica lineal hereditaria, tiene el aspecto de

$$S(t) = a_k^0 h \left[q(t) + \int_0^t K(t, \tau)\, q(\tau)\, d\tau \right]. \qquad (IV.51)$$

Para el tipo exponencial de núcleo de fluencia plástica $K(t - \tau) = \delta e^{\delta_1(t-\tau)}$ y $q = \text{const}$, que es el más difundido, el asentamiento se determina por la expresión siguiente:

$$S(t) = a_k^0 q h \left[1 + \frac{\delta}{\delta_1} (1 - e^{-\delta_1 t}) \right], \qquad (IV.52)$$

donde a_k^0 es el coeficiente "primario" de la compresión; δ y δ_1, los parámetros de la fluencia plástica.

El parámetro δ_1 es igual a la tangente del ángulo de inclinación del gráfico de la dependencia entre la velocidad reducida del desarrollo del asentamiento durante la compresión y el tiempo; la magnitud δ se calcula por la correlación

$$\frac{S_\infty}{S_0} = 1 + \frac{\delta}{\delta_1},$$

donde S_0 es el asiento convencional instantáneo.

Durante el incremento gradual de la carga compactadora las dependencias simplificadas de cálculo de los asentamientos se obtienen mediante la sustitución en la expresión inicial.

Para los casos en los que la compactación de las capas de rocas transcurre con el desarrollo simultáneo de los procesos de filtración del agua en los poros y de la fluencia plástica del esqueleto mineral, es racional determinar la función de la presión y el grado de compactación de las capas con carga constante de depresión, utilizando las soluciones del problema unidimensional de la consolidación y de la fluencia plástica de las rocas seudobifásicas.

LITERATURA

1. *Авершин С. Г.* Сдвижение горных пород при подземных разработках. М., Углетехиздат, 1947.
(*Avershin S. G.* Dislocación de acercamiento de las rocas durante las excavaciones subterráneas).
2. *Авершин С. Г.* Горные работы под сооружениями и водоемами. М., Углетехиздат, 1954.
(*Avershin S. G.* Trabajos de minería por debajo de las construcciones y de los depósitos de agua).
3. *Айзаксон Э.* Давление горных пород в шахтах. М., Госгортехиздат, 1961.
(*Ayzakson E.* Presión de las rocas en las minas).
4. *Бондарик Г. К.* Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., "Недра", 1971.
(*Bondarik G. K.* Fundamentos de la teoría de la variabilidad de las propiedades ingeniero-geológicas de las rocas).
5. *Бондарик Г. К., Кореневa С. Л., Горячева Д. С.* Методические рекомендации по определению деформационных и прочностных свойств глинистых пород методом прессиометрии. С., ВСЕГИНГЕО, 1971.
(*Bondarik G. K., Kóreneva S. L. Goriácheva D. S.* Recomendaciones metódicas para determinar las propiedades de deformación y resistencia mecánica de las rocas arcillosas con el método de medición de las presiones).
6. *Борисенко С. Г.* Расчет междукамерных целиков на прочность. Изв. ДПИ, 1955, т. 23.
(*Borisenko S. G.* Cálculo de la resistencia mecánica de los pilares entre las cámaras).
7. *Борисенко С. Г., Копица Ф. А.* Камерная система разработки в горнорудной промышленности. М., Госгортехиздат, 1960.
(*Borisenko S. G., Kopitsa F. A.* Sistema de excavación por cámaras en la industria minera).
8. *Верещагин Н. П.* Прогноз изменения напряженного состояния массивов глинистых пород под влиянием водопонижения.— В сб. "Вопросы инженерной геологии при проектировании, строительстве и эксплуатации подземных сооружений шахт и карьеров". Л., 1969, вып. 1.
(*Vereschaguin N. P.* Predicción de la variación del estado de los macizos de rocas arcillosas bajo el influjo del abatimiento de la capa acuífera.— En la colección "Cuestiones de la geología de ingeniería durante la proyección, construcción y explotación de las obras subterráneas de las minas y canteras").
9. Взаимодействие массивов горных пород с крепью вертикальных выработок. М., "Недра", 1966. Авт.: *Г. А. Крупенников, Н. С. Булычев, А. М. Козел, Н. А. Филатов.*
(Interacción de los macizos de rocas con la entibación de las excavaciones verticales. Autores: *G. A. Krupénnikov, N. S. Bulichiov, A. M. Kozel, N. A. Filátov*).

10. *Гальперин А. М.* Специальные вопросы инженерной геологии при гидромеханизации открытых разработок. М., МГИ, 1974.
(*Galperin A. M.* Cuestiones especiales de la geología de ingeniería durante la hidromecanización de las excavaciones a cielo abierto).
11. *Гальперин А. М., Костовецкий В. П.* Использование пространственно-геометрического метода при прогнозе устойчивости бортов карьеров.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по проблемам теории прогноза инженерно-геологических условий месторождений полезных ископаемых. Белгород, ВИОГЕМ, 1975.
(*Galperin A. M., Kostovetski V. P.* Utilización del método espacial-geométrico al predecir la estabilidad de los bordes de las canteras).
12. *Гармонов И. В., Конопляницев А. А.* Влияние искусственного водопонижения уровня подземных вод на состояние дневной поверхности.— "Разведка и охрана недр", 1964, № 2
(*Garmónov I. V., Konopliantsev A. A.* Influjo del abatimiento artificial del nivel de las aguas subterráneas sobre el estado de la superficie terrestre).
13. *Гармонов И. В., Конопляницев А. А., Котлов Ф. В.* Оседание земной поверхности в связи с интенсивной откачкой подземных вод, эксплуатацией месторождений нефти и газа.— В кн.: Некоторые вопросы теории прогноза оседаний. М., 1965
(*Garmónov I. V., Konopliántsev A. A., Kotlov F. V.* Asentamiento de la superficie terrestre como causa del bombeo intenso de las aguas subterráneas y explotación de los yacimientos de petróleo y gas).
14. Геомеханика отвальных работ на карьерах. М., "Недра", 1972. Авт.: *П. И. Панюков, В. В. Ржевский, В. В. Истомин, А. М. Гальперин.* (Geomecánica de los trabajos de escombrera en las canteras. Autores: *P. N. Panikov, V. V. Rzhevski, V. V. Istomin, A. M. Galperin*).
15. *Голодковская Г. А., Шаумян Л. В., Демидюк Л. М.* Геолого-структурные основы прогнозной оценки инженерно-геологических условий глубоких месторождений рудных полезных ископаемых. В сб.: Материалы Всесоюзного совещания по проблемам теории прогноза инженерно-геологических условий месторождений полезных ископаемых. Белгород, ВИОГЕМ, 1975.
(*Golodkovskaya G. A., Shaumian L. V., Demidiuk L. M.* Fundamentos geólogo-estructurales de la apreciación de las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos metalíferos profundos mediante la predicción).
16. *Гольштейн М. Н.* Механические свойства грунтов. М., Стройиздат, 1971
(*Golshtein M. N.* Propiedades mecánicas de los terrenos).
17. *Горькова И. М.* Физико-химические исследования дисперсных осадочных пород в строительных целях. М., Стройиздат. 1975
(*Gorikova I. M.* Investigaciones físico-químicas de las rocas sedimentarias dispersivas con fines constructivos).
18. Грунтоведение. М., Изд-во МГУ, 1973. Авт.: *Е. М. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Зиангиров и др.*
(La ciencia del suelo. Autores: *E. M. Serguéev, G. A. Golodkovskaya, R. S. Zianguirov y otros*).
19. *Демин А. М., Александров В. К.* Деформация уступов и бортов в карьерах. М., ЦНИЙТЭИУголь, 1963
(*Diomin A. M., Alexsandrov V. K.* Deformaciones de las gradas y de los bordes en las canteras).
20. *Ержанов Ж. С.* Теория полаучести горных пород и ее приложения. Алма-Ата, "Наука", 1964
(*Erzhanov Zh. S.* Teoría de la fluencia plástica de las rocas y sus aplicaciones).
21. *Зарецкий Ю. К.* Теория консолидации грунтов. М., "Наука", 1967
(*Zaretski Yu. K.* Teoría de la consolidación de los terrenos).
22. *Зарецкий Ю. К., Вялов С. С.* Вопросы структурной механики глинистых грунтов.—"Основания, фундаменты и механика грунтов", 1971, № 3
(*Zaretski Yu. K., Vialov S. S.* Cuestiones de la mecánica estructural de las rocas arcillosas).

23. Изучение гидрогеологических и инженерно-геологических условий при разведке и освоении месторождений твердых полезных ископаемых. М., "Недра", 1969. Авт.: *В. Д. Бабушкин, Д. И. Пересунько, С. П. Прохоров, Г. Г. Скворцов*
(Estudio de las condiciones hidrogeológicas e ingeniero-geológicas durante la prospección y asimilación de los yacimientos de minerales sólidos. Autores: *V. D. Babushkin, D. I. Peresunko, S. P. Próiorov, G. G. Skvortsóv*).
24. *Иливицкий А. А.* Методы расчета междукамерных целиков и потололочин при разработке крутопадающих рудных месторождений.—"Методы определения размеров опорных целиков и потолочин". М., Изд. Ан СССР, 1962
(*Ilivitski A. A.* Métodos de cálculo de los pilares entre las cámaras y techumbres al excavar yacimientos metalíferos de buzamiento abrupto).
25. Инструкция по изучению инженерно-геологических условий месторождений твердых полезных ископаемых при их разведке., М., "Недра", 1975
(Instrucción para el estudio de las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos de minerales sólidos durante su prospección).
26. Инструкция по наблюдениям за деформациями бортов, откосов уступов и отвалов на карьерах и разработке мероприятий по обеспечению их устойчивости. Л., ВНИМИ, 1971. Авт.: *Г. Л. Фисенко, А. М. Мочалов, В. И. Веселков* и др.
(Instrucción para las observaciones de las deformaciones de los bordes, taludes de las gradas y de las escombreras en las canteras y elaboración de medidas para asegurar su estabilidad. Autores: *G. L. Fisenko, A. M. Mochalov, V. I. Veselkov* y otros).
27. *Истомина В. С.* Фильтрационная устойчивость грунтов. М., Госстройиздат, 1957
(*Istomina V. S.* Estabilidad de los terrenos a la filtración).
28. *Казикаев Д. М.* К вопросу подземной разработки рудных месторождений с обрушением обводненных налегающих пород.— В кн.: Новые методы и технические средства производства маркшейдерских работ. Белгород, ВИОГЕМ, 1975
(*Kazikaev D. M.* Respecto a la excavación subterránea de yacimientos metalíferos con el derrumbamiento de las rocas suprayacentes inundadas.— En el libro: Nuevos métodos y medios técnicos de ejecución de los trabajos de agrimensor de minas).
29. *Коган Л. Л.* Аппаратура и методика определения порового давления в глинистых грунтах. М., Гидропроект, 1960
(*Kogan L. L.* Aparatos y metodología para determinar la presión intersticial en los terrenos arcillosos).
30. *Коломенский Н. В.* Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей. М., Госгеолиздат, 1952
30. (*Kolomenski N. V.* Indicaciones metodológicas para el estudio de los procesos de meteorización de las rocas con fines ingeniero-geológicos).
31. *Леонов П. А., Сурначев Б. А.* Породные отвалы угольных шахт. М., "Наука", 1970
(*Leonov P. A., Surnachiov B. A.* Escombreras de las minas de carbón).
32. *Ломтадзе В. Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., "Недра", 1970
(*Lomtadze V. D. Geología* y petrología aplicadas a la ingeniería).
33. *Маслов Н. Н.* Основы механики грунтов и инженерной геологии. М., "Автотрансиздат", 1961
(*Maslov N. N.* Fundamentos de la mecánica de los suelos y de la geología aplicada a la ingeniería).
34. Материалы семинара по пенетрационно-каротажным методам, применяемым в инженерной геологии. М., ВСЕГИНГЕО, 1969
(Materiales del seminario respecto a los métodos de perfilaje por penetración, utilizados en la geología de ingeniería).

35. *Мельников Н. В.* Будущие горные разработки.— В кн.: Рациональное использование земной коры. М., "Недра", 1974
(*Mielnikov N. V.* El futuro de la excavación de rocas.— En el libro: Utilización racional de la corteza terrestre).
36. Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов. М., "Недра", 1966 Авт: *Вялов С. С., С. Э. Городецкий, В. Ф. Ермаков* и др.
(Metodología para la determinación de las características de la fluencia plástica, resistencia a largo plazo y compresibilidad de las rocas congeladas. Autores: *S. S. Viálov, S. E. Gorodetski, V. F. Ermakov* y otros).
37. Методические указания по определению деформационных прочностных и фильтрационных характеристик горных пород в стабилометрах. Белгород. БИОГЕМ, 1973. Авт.: *П. Н. Панюков, П. П. Верещагин, Э. М. Добров, С. В. Кравчук*
(Indicaciones metodológicas para la determinación de las características de deformación, resistencia mecánica y filtración de las rocas en los estabilómetros. Autores: *P. N. Panlukov, N. P. Vereschaguin, E. M. Dobrov, S. V. Kravchuk*).
38. *Мироненко В. А., Шестаков В. М.* Основы гидрогеомеханики: М., "Недра", 1974
(*Mironenko V. A., Shestakov B. M.* Fundamentos de la hidrogeomecánica).
39. *Могилко Л. Н., Кувшев Н. Н.* Определение длительной прочности пород методом обратных расчетов оползней.—"Уголь Украины", 1969, № 11
(*Moguilko L. N., Kuvaev N. N.* Determinación de la resistencia a largo plazo de las rocas con el método de los cálculos inversos de los corrimientos de tierra).
40. *Панюков П. Н.* Инженерная геология. М., Госгортехиздат, 1962
(*Panlukov P. N.* Geología aplicada a la ingeniería)
41. *Панюков П. Н.* Инженерная геология глубинных зон земной коры.— В кн.: Инженерная геология в государственном планировании. Международный геологический конгресс XXIII. Доклады советских геологов. Проблема 12. М., "Наука", 1968
(*Panlukov P. N.* Geología de ingeniería de las zonas profundas de la corteza terrestre. Informes de los geólogos soviéticos en el XXIII congreso internacional de geología).
42. *Панюков П. Н.* Об основных объектах и новых задачах инженерно-геологических исследований.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по проблемам теории прогноза инженерно-геологических условий месторождений полезных ископаемых. Белгород. ВИОГЕМ, 1975
(*Panlukov P. N.* Respecto a los objetos fundamentales y nuevos problemas de las investigaciones ingeniero-geológicas. En el libro: Materiales de la Conferencia nacional sobre los problemas de la teoría de predicción de las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos).
43. *Панюков П. Н.* Пути дальнейшего развития инженерной геологии.— "Материалы дискуссии к первому Международному конгрессу по инженерной геологии". М., МГУ, 1971
(*Panlukov P. N.* Vías del futuro desarrollo de la geología de ingeniería.— "Materiales de las discusiones para el primer congreso Internacional de geología de ingeniería").
44. *Петухов И. А.* Деформация крепления шахтных стволов в Челябинском бассейне.—"Уголь", 1950
(*Pietujov I. A.* Deformaciones del entibado de los pozos mineros en la cuenca de Cheliábinsk).
45. *Писанец Е. П., Мироненко В. А.* Водопонижение на карьерах КМА. М., "Недра", 1968
(*Pisaniets E. P., Mironenko V. A.* Abatimiento de la capa acuífera en las canteras de la anomalía magnética de Kursk (AMK).
46. *Плотников Н. И.* Гидрогеологические и инженерно-геологические условия строительства и эксплуатации карьеров.—"Горный журнал", 1959, № 6

(*Plotnikov N. I.* Condiciones hidrogeológicas e ingeniero-geológicas en la construcción y explotación de canteras).
47. Рац М. В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., "Наука", 1968
(*Rats M. V.* Heterogeneidad de las rocas y de sus propie ades fisicas).
48. *Ржевский В. В., Ревазов М. А.* Принципы управления состояния бортов глубоких карьеров.—"Горный журнал", 1975, № 1
(*Rzhevski V. V., Revazov M. A.* Principios de control del estado de los bordes de las canteras profundas).
49. *Родионов Н. В.* Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. М., Госгеолиздат, 1958
(*Rodionov N. V.* Investigaciones ingeniero-geológicas en las regiones cársicas).
50. *Родионов Н. В., Барановский А. М.* Некоторые вопросы изучения инженерно-геологических свойств горных пород при устройстве карьеров и глубоких выемок.—"Разведка и охрана недр", 1957, № 3
(*Rodionov N. V., Baranovski A. M.* Algunos problemas del estudio de las propiedades ingeniero-geológicas de las rocas al organizar canteras y excavaciones profundas).
51. Сдвижение горных пород на рудных месторождениях. М., "Недра", 1971. Авт.: *М. А. Кузнецов, А. Г. Акимов, В. И. Кузьмин* и др. (Dislocación de acercamiento de las rocas en los yacimientos metalíferos. Autores: *M. A. Kuznetsov, A. G. Akimov, V. I. Kuzmin* y otros.
52. *Сидоров Н. Н., Сипидин В. П.* Современные методы определения характеристик механических свойств грунтов. Л., Стройиздат, 1972
(*Sidorov N. N., Sipidin V. P.* Métodos modernos para determinar las características de las propiedades mecánicas de las rocas).
53. *Скворцов Г. Г.* Состояние и задачи развития теоретических основ прогнозирования инженерно-геологических условий разработки месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по проблемам теории прогноза инженерно-геологических условий месторождений полезных ископаемых. Белгород, ВНИГЕМ. 1975
(*Skvortsov G. G.* Estado y problemas del desarrollo de las bases teóricas de predicción de las condiciones ingeniero-geológicas de la excavación de yacimientos de minerales.—En el libro Materiales de la Conferencia nacional respecto a los problemas de la predicción de las condiciones ingeniero-geológicas de los yacimientos de minerales).
54. *Смирнов В. В.* Использование моделирования для прогноза инженерно-геологических условий разработки месторождений полезных ископаемых. М., "Недра", 1975
(*Smirnov B. V.* Utilización del modelado para la predicción de las condiciones ingeniero-geológicas de la excavación de los yacimientos de minerales)
55. Справочник по инженерной геологии. Под ред. *В. М. Чуринова*. М., "Недра", 1968
(Manual de geología aplicada a la ingeniería. Bajo la redacción de *V. M. Churinov*)
56. *Терцаги К.* Теория механики грунтов. М., Госстройиздат, 1961
(*Terzhagt C.* Teoría de la mecánica de los suelos).
57. *Троянский С. В., Белицкий А. С., Чекин А. И.* Общая и горнорудничная гидрогеология. М., Госгортехиздат, 1960
(*Troyanski S. V., Belitski A. S., Chekin A. I.* Hidrogeología general y de minería).
58. *Трумбачев В. Ф., Молодцова Л. С.* Применение оптического моделирования для исследования напряженного состояния пород вокруг горных выработок. М., Изд-во АН СССР, 1963
(*Trumbachiov V. F., Molodtsova L. S.* Aplicación del modelado óptico para la investigación del estado de tensión de las rocas alrededor de las excavaciones mineras).
59. Укрепление горных пород. М., "Недра", 1973. Авт.: *Беляев, М. Е. Певзнер, А. В. Пястолов, М. А. Ревазов*

(Consolidación de las rocas. Autores: *V. F. Beliáev, M. E. Pevzner, A. V. Piastolov, M. A. Revazov*).
60. *Фисенко Г. Л.* Устойчивость бортов карьеров и отвалов. М., "Недра", 1965
(*Fisenko G. L.* Estabilidad de los bordes de las canteras y de las escombreras).
61. *Флорин В. А.* Основы механики грунтов, т. II. М., Госстройиздат, 1961
(*Florin V. A.* Fundamentos de la mecánica de los suelos).
62. *Цытович Н. А.* Механика грунтов М., "Высшая школа", 1963
(*Tsitovich N. A.* Mecánica de los suelos).
63. *Цытович Н. А.* Механика мерзлых грунтов. М., "Высшая школа", 1973
(*Tsitovich N. A.* Mecánica de los suelos congelados).
64. *Чаповский Е. Г.* Инженерная геология. М., "Высшая школа", 1975
(*Chapovski E. G.* Geología aplicada a la ingeniería).

INDICE ALFABÉTICO

Abatimiento de la capa acuífera 113, 245, 310
Ablandamiento 44
Abrasión 185
Abultamientos de los Hinchazones del suelo 205
Abundancia en hielo 107
Actividad del proceso cársico 191
Aguas (capas) subyacentes a la congelación 206
— — suprayacentes a la congelación 206
Angulo de desplazamiento 89
— del talud natural 100, 228
— de rozamiento interno 45, 47, 132
Anisotropia 35, 50, 61, 65, 70
Argilitas 65
Asentamientos 96

Base de corrimiento de tierra 198
Bituminación 116

Caballón de empuje 196
Caolinita 202
Capacidad portante de las rocas 109
Capas (aguas) subyacentes a la congelación 206
— — suprayacentes a la congelación 206
Características básicas 18, 26
— resultantes 37, 43, 48, 53, 54, 62, 63, 67
Carga límite 43
Carso 189
Carrotaje 135
Cementación de las rocas 118
Ciencia del suelo 16
Clasificación de las rocas arcillosas según la composición granulométrica 71
— — — — clásticas según la composición granulométrica 58
— ingeniero-geológica de las rocas 26
Clivaje 51
Coeficiente de asentamiento 96
— — clasificación 59
— — compresibilidad 84
Coeficiente de compresión 85
— — — triaxial 48
— — consolidación 287
— — debilitamiento estructural 127
— — densidad 100
— — empuje lateral 92, 105, 177
— — heterogeneidad 58
— — Poisson 48
— — porosidad 76
— — resistencia mecánica de las rocas 28, 33
— — rozamiento interno 45
— — saturación con agua 77
— — seguridad de la estabilidad 263, 270, 280
Cohesión 45, 47, 89, 131
Colmatación 116
Compactación artificial de las rocas 110
— de los suelos 111
Composición granulométrica 57
Compresibilidad 82, 103
Compresión monoaxial 90
— triaxial 91
Congelación de las rocas 115
— perpetua 105
Consolidación artificial de las rocas 114
— de las rocas mediante los métodos químicos 116
— electroquímica 115
— por filtración 286
— térmica 115
Contracción 78
Corrimiento de tierra 195
Corrimientos de tierra multigraduales 198
Coulomb, ley de 46, 279
Curva de compresión 84
— — consolidación 86
— — fluencia plástica 41

Deformaciones elásticas no lineales 40
— elasticolineales 40
— elastico-reversibles 39
— irreversibles plásticas 39
— — viscoplásticas 39

Deformación plástica 40, 43, 55, 251
— por filtración 193
Densidad 36, 52, 76
Derrumbamiento de rocas 184
Desplazamiento lento 90
— rápido 90
Desplomes 222
Diagrama de resistencia al desplazamiento 48, 89
Diámetro efectivo de las partículas 59
Dislocación de acercamiento de las rocas 284
Dureza 22

Elasticidad de las sedimentaciones arcillosas 78
Electroforesis 114
Electrósmosis 114
Empujes de rocas 243
Enlaces estructurales de cementación 74
Ensayos de compresión 82
Esquemas de los ensayos de las rocas para el desplazamiento 89
Estabilidad de las rocas 223
Estabilómetro 91
Estado volumétrico de tensión 91, 177
Estructura de las rocas 24, 35

Fenómeno de consolidación 86
Fenómenos dinámicos de congelación 205
— ingeniero-geológicos 11
— minero-geológicos 11, 177, 217, 223, 229, 230
Fluencia plástica 41
Fracciones arcillosas 70, 74

Geodinámica de ingeniería 15, 172
Geología de ingeniería 11, 14, 15
— — — de los macizos de rocas 15, 16, 123
— — — especial 15
— regional de ingeniería 15
Gradiente inicial 82
Grado (índice) de actividad del proceso cársico 191

Hinchamiento 78
Hinchazones del suelo por congelación 205
Humedad natural 77

Indice (grado) de actividad del proceso cársico 191

Levantamiento 241
Ley de Coulomb 46, 279
Límite inferior de plasticidad 77
— superior de plasticidad 77
Loes 96

Macizo de rocas 137, 139, 150
Macroporosidad 96
Masa volumétrica 36, 53, 62
Mejoramiento de ingeniería de los suelos 110
Meteorización 201
Método de analogía 262
— — apreciación de los factores influyentes 262
— del polígono de fuerzas 268, 274, 280
— de simulación 263
Minerales arcillosos 70
Modelos reológicos 94
Módulo de compresión triaxial 48
— — desplazamiento 42
— — elasticidad 48
— dinámico 49, 54
— estático 49, 54
Montmorillonita 80
Motivos estructurales 21, 22

Naturaleza de la resistencia mecánica de las rocas 42

Oquedad 25, 60

Pantano 199
Parámetros de la curva de compresión 85
— — — resistencia al desplazamiento 89, 98
— — — — mecánica de las rocas 43
Pegajosidad 79
Petrografía de ingeniería 14, 15, 17
Pisos (geológicos en las minas) 142
Plasticidad de las rocas 73
Porosidad 25, 36, 52
— crítica 102
Presiómetro 133
Presión acuñadora del agua 83
— de hinchamiento del agua 83
— intersticial 134, 279
— litoestática 231
Procesos endógenos 207
— geológicos 173, 179, 187, 195, 201, 207
— — exógenos 179, 187, 195, 201, 217, 229
Propiedades reológicas 93

Relajación 42
Resistencia estructural 85
— mecánica 43, 53
— — a largo plazo 48
— — instantánea 48, 227
Rocas arcillosas 70
— carbonosas 62
— clásticas cementadas 66
— congeladas 105
— de congelación temporal 105
— halógenas 68
— loésicas 96
— magmáticas 34
— metamórficas 50

Sedimentos en pantanos 199, 200
Silicatización bisolucional 117
— monosolucional 117
Solubilidad 189
Sondeo 133
Sondeo estático 134
Suelo 13
Suelos (terrenos) de relleno 119

Teoría de la resistencia mecánica de O. Mohr 44
Terrenos (suelos) de relleno 119
Textura 24, 25, 35, 57
Tipos de cementación de las rocas 61
— — las estructuras de la red cristalina 20, 21
— — pantanos 200
Tixotropía 73, 97
Trabazón 100

Viscosidad 93

Zona de meteorización 201

A NUESTROS LECTORES:

"Mir" edita libros soviéticos traducidos al español, inglés, francés, árabe y otros idiomas extranjeros. Entre ellos figuran las mejores obras de las distintas ramas de la ciencia y la técnica: manuales para los centros de enseñanza superior y escuelas tecnológicas; literatura sobre ciencias naturales y médicas. También se incluyen monografías, libros de divulgación científica y ciencia ficción. Dirijan sus opiniones a la Editorial "Mir", 1 Rizhski per., 2, 129820, Moscú, I-110, GSP, URSS.